

BP 3

Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze

Ústav geologie a paleontologie



**Geneze granitoidních elevací v západní části
Černovodské pahorkatiny, žulovský batolit**

Bakalářská práce

Aleš Vídeňský

Praha, 2006

OBSAH

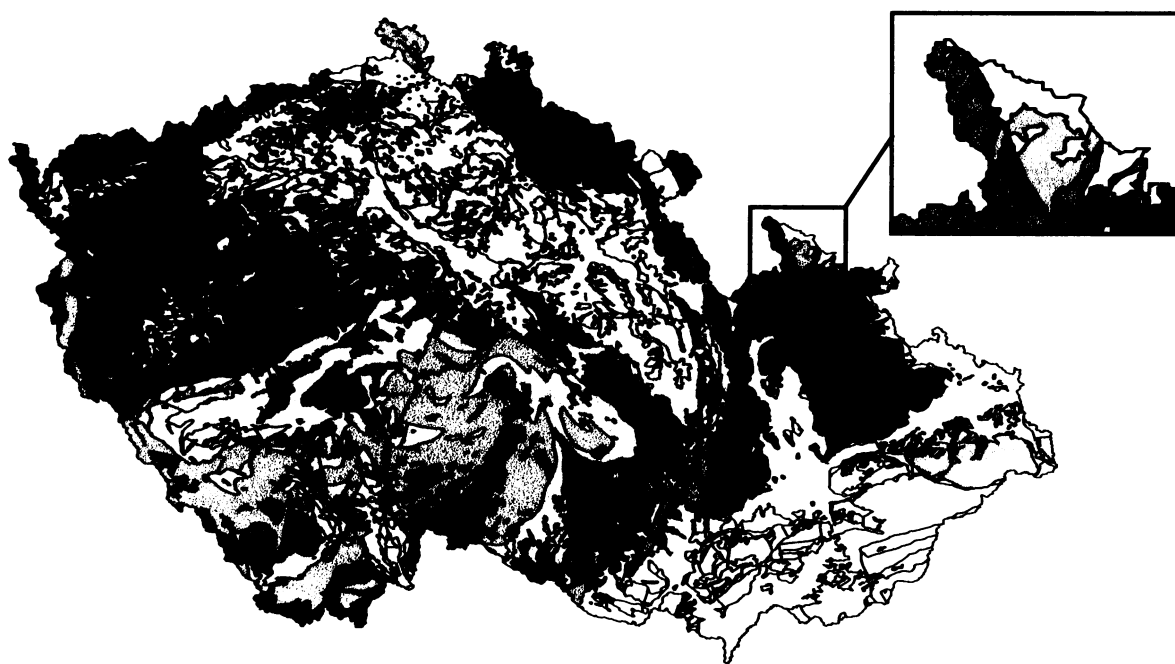
1. Úvod	3
1.1 Lokalizace území	3
1.2 Geologické a geomorfologické poměry širšího okolí	4
1.3 Geologické a geomorfologické poměry zájmového území	6
2. Přehled dosavadních výzkumů	7
2.1 Dosavadní výzkumy – literatura	7
3. Vlastní výzkumy	12
3.1 Metodika	12
3.2 Naměřená data	13
4. Diskuse	16
5. Závěry	20
6. Poděkování	21
7. Seznam použité literatury	22
Příloha1	
Příloha2	

1. Úvod

Žulovská pahorkatina, jejíž součástí je i námi studovaná oblast, je již několik desetiletí předmětem studia stop kontinentálního zalednění. Přítomnost předkvartérního paleoreliéfu, který byl produktem tropického zvětrávání (Demek et al. 1964, Ivan 1983, Pecina et al. 2005) a jeho následná modelace kontinentálním ledovcem (tam kam ledovec nezasáhl samozřejmě také periglaciálními a dalšími exogenními procesy), nám v současnosti umožňuje zkoumat oba tyto odlišné exogenní činitele a jejich vzájemné vztahy. Je však nutné podotknout, že ve spojení těchto faktorů s křehkou tektonikou, jež se zde projevovала v terciéru a kvartéru (Ivan 1997), není řešení mnoha otázek snadnou záležitostí.

Původním cílem této práce mělo být řešení geneze elevací v depresní oblasti popsané níže. V průběhu studia literatury a konzultací se však ukázalo, že geneze těchto elevací je pravděpodobně velmi úzce spjata i s genezí deprese v níž se tyto elevace nacházejí. Společně s původním cílem práce je tedy také nutné ptát se na původ celé deprese.

1.1 Lokalizace území



Obr. 1. Geologická mapa České republiky s vyznačením polohy širšího okolí studovaného území (podle prezentace P. Krafta – Historická a stratigrafická geologie)

Okřesek Černovodské pahorkatiny náleží k celku Žulovské pahorkatiny. Ta je na JZ a JV klínovitě omezena masívem Rychlebských hor, na S pak přechází do Slezské nížiny (Prosová 1981).

Zájmová oblast samotná je však poměrně malého rozsahu zhruba poloviny mapového listu 1:10 000 (listy 14-22-07 a 14-22-08). Nachází se na SV od města Žulová. Na Z je zhruba vymezena tokem Vidnávky na J spojnici Borového vrchu se s. koncem Velkého rybníka, jenž společně se Smolným vrchem tvoří i východní hranici území. Na S území vyklíňuje směrem k vrchu Jahodník.

Obr. 2. Pohled na část zájmového území. V popředí je možno vidět dvě ze studovaných elevací, které patří k největším. V pozadí vystupuje hřeben Rychlebských hor



1.2 Geologické a geomorfologické poměry širšího okolí

Velice pestrá geologie i geomorfologie území se v posledních desetiletích stává předmětem zájmů mnoha přírodovědců. Takové otázky jako je průběh a charakter kontaktu silezika moravskoslezské oblasti s lugikem či geneze svahů Rychlebských hor pro nás však nebudou důležité, a proto se o nich již dále nebudeme zmiňovat.

Naopak velmi důležitou pro nás bude geologie a geomorfologie žulovského batolitu, který buduje i námi studovanou oblast. Žulovský batolit vystupuje v s. části silezika a zaujímá na našem území plochu asi 80 km². Na J je ohraničen okrajovým sudetským zlomem, k S pokračuje na polské území, kde se noří pod terciární a kvartérní sedimenty (Chlupáč et al. 2002). Je tvořen granitoidními horninami (granodiority, diority a leukokrátními granity), které mají postorogenní, frakcionovaný I-typový charakter. Jeho výstup byl pravděpodobně vázán na extenzní tektoniku (Zachovalová 2002).

Stáří žulovského batolitu je podle většiny autorů mladovariské. Absolutním datováním bylo stanoveno stáří granodioritu žulovského batolitu na 274–304 Ma (Čabla 1969) či podle novějších dat na 290–292 Ma (Maluski et al. 1995), což odpovídá spodnímu permu.

Podle Skácela (in Ivan 1997) je žulovský batolit částí hluboce erodované Vidnavské klenby, kde rozdíl denudačního sřezu na sudetském (Travenská a Hornolipovská hornatina) a předsudetském (Sokolský hřbet, Javornická a Žulovská pahorkatina) bloku činí 2,5–10 km.

Po ukončení intruzivní činnosti se v oblasti začíná uplatňovat **platformní vývoj, jenž zde byl doprovázen hlubokým chemickým zvětráváním granitu v tropickém klimatu** (Ivan 1983, Pecina et al. 2005). Toto velmi dlouhé období geologického vývoje žulovského batolitu (perm – terciér) má nepochybně značný podíl i na charakteru dnešního **reliéfu, jenž má v současnosti** jednoznačně **polygenetický ráz**. Ve spojení s reaktivací zlomů sudetského směru (SZ–JV) na počátku terciéru a následným opětovným zmlazením reliéfu v kvartéru, které spoluumožnilo selektivní odnos zvětralin, zde byla vytvořena unikátní žulová topografie, která se projevuje přítomností ostrovních hor, torů či pestrou škálou mikrotvarů jako jsou např. skalní mísy, žlábkové škrapy nebo tafoni. Všechny tyto jevy jsou pak samozřejmě ovlivněny následným zásahem kontinentálního zalednění. Podrobnější informace o tomto tématu lze najít např. v pracích Demka (1964) nebo Ivana (1983, 1997).

Jedním z tvarů založených nepochybně již v období tropického zvětrávání žulovského batolitu **jsou i tzv. nízké exfoliační klenby** (Ivan 1983), které mohly být během pleistocénu modelovány exogenními procesy. Tyto tvary budou studovány v následujících kapitolách.

V chladných obdobích kvartéru se území dostávalo do periglaciální oblasti. **Pod přímým vlivem kontinentálního zalednění se území prokazatelně ocitlo dvakrát**. Sedimenty staršího zalednění, jehož stáří odpovídá glaciálu Elster 1 (OIS 16), nevystupují nikde na žulovském batolitu až k povrchu. Jeho sedimenty charakteru glacitektonitů či deformačních tillů, byly zachyceny pouze ve vrtech na vrchu Hrouda a v jeho okolí (Pecina et al. 2005).

Mladší zalednění je v širším okolí zájmového území představováno tilly a glaci-fluviálními sedimenty. Výskyty těchto sedimentů jsou vzhledem k následné říční erozi nepravidelné a často reliktního charakteru. Stáří tohoto zalednění je dodnes nejasné. Mnozí autoři (mj. Prosová 1981, Gába a Pek 1999 in Pecina et al. 2005) kladou toto zalednění do prvního sálského glaciálu (Saale 1-Drenthe, OIS 8). Nejnovější výzkumy a současné mapovací práce však dokládají spíše elsterské stáří těchto sedimentů (Elster 2, OIS 12) (Pecina et al. 2005).

1.3 Geologické a geomorfologické poměry zájmového území

Námi studované území leží ve střední části žulovského batolitu. Vyznačuje se přítomností všech výše zmíněných tvarů, především pak nízkých exfoliačních klenb (dále pouze elevací), které společně s ostrovními horami nejvýrazněji ovlivňují morfologii území. Všechny tyto

tvary jsou velmi dobře vyvinuty, díky čemuž byla vyhlášena chráněná území na vrcholech Smolný a Borový vrch.

V letech 1969–1970 zde probíhal komplexní úkol zaměřený na výzkum stavby žulovského batolitu a jeho ložiskového potenciálu, v rámci něhož bylo vyhloubeno velké množství strojových rýh a mapovacích vrtů (Grünnerová 1973). Podle dat získaných z tohoto výzkumu je podloží tvořeno nejčastěji leukokráním střednězrnitým granitem v různém stupni navětrání. Velmi často je patrné **odlupování subhorizontálních vrstviček několik cm mocných**. Časté je též **písčité zvětrávání**, místy i kaolinizace živců či celých granitoidů. Hloubka výše popisovaného podloží se pohybuje zhruba od 20 cm do prvních metrů, výjimečně nebylo granitoidního podloží v rýhách dosaženo. Tam kde se tak stalo, bylo nalezeno na bázi rýhy nejčastěji žulové eluvium, často silně zpevněné kaolinickými zvětralinami.

V nadloží granitu se nejčastěji nachází hnědá písčité nebo jílovitopísčité hlína s klasty křemene či úlomky žul, která je pravděpodobně svahového původu. Celý sled je pak obvykle zakončen prvními desítkami cm mocnou vrstvou ornice (Grünnerová 1973).

V j. okolí deprese nasedají na granitoidní zvětralé podloží glacifluviální a glacigenní sedimenty mladšího zalednění, které jsou překryté nejstarší generací sedimentů výplavových kuželů vyúsťujících z Rychlebských hor. Glacigenní sedimenty mladšího zalednění se rovněž nacházejí i na sv. úpatí vrchu Smolný. Na sz. okraji je deprese lemována akumulací druhé generace výplavových kuželů (Pecina et al. 2005). **V depresní oblasti, jenž je předmětem tohoto výzkumu, však žádné z výše uvedených sedimentů nebyly nalezeny.**

Celá deprese je odvodněna dvěma melioračně upravenými drobnými toky ústícími do průtočného rybníka v S části území. Odtok z tohoto rybníka pokračuje dále na S a zhruba po 1 km se vlévá do Vidnávky.

2. Přehled dosavadních výzkumů

Hlavním cílem této práce není podat vyčerpávající přehled literatury k dané oblasti, nýbrž vlastním výzkumem přispět k hlubšímu poznání jejího vývoje. Proto jsou zde uváděny pouze nejdůležitější díla, která se dotýkají studované problematiky.

Případného zájemce o obsáhlejší informace o dané oblasti odkazují do seznamu literatury.

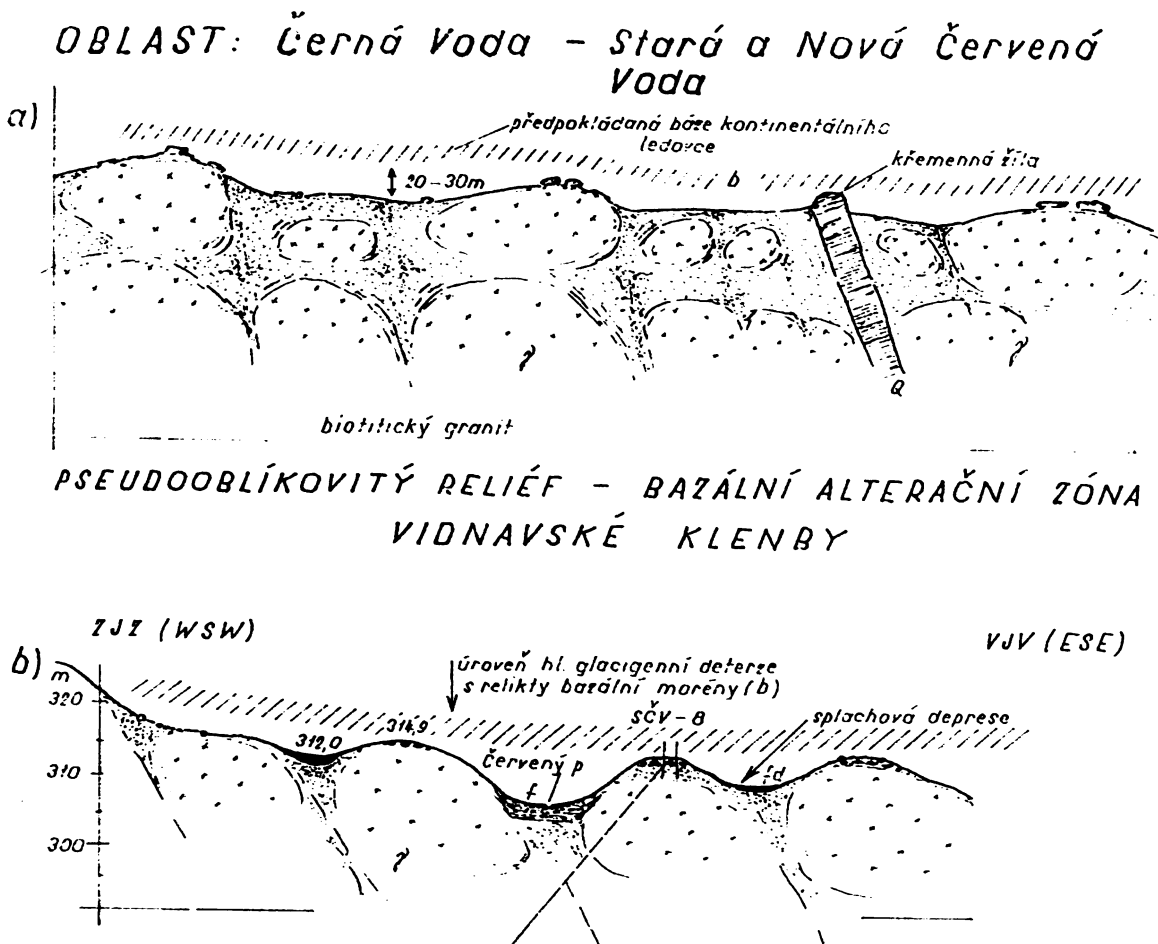
2.1 Dosavadní výzkumy – literatura

Nejvýznamnějšími pracemi souvisejícími s naší problematikou jsou práce Prosové (1981) a Ivana (1983, 1997). Velmi cenné informace lze nalézt také v práci Demka (1964) a ve vysvětlivkách k základní geologické mapě České republiky, list 14-221 Žulová (Pecina et al. 2005). Všechny tyto práce však zahrnují mnohem rozsáhlejší území a tak v nich chybí některé pro nás významné informace. Následně budou zmíněny práce zabývající se puklinovým systémem v oblasti Žulovské pahorkatiny (Krystek a Harazim 1956, Štěpančíková 2005).

Vzhledem k naší problematice je nejdetailejší práce Ivana (1983), ve které se autor vyjadřuje k některým pro nás velmi významným otázkám. Pojednává zde geomorfologické aspekty chemického zvětrávání, píše o stáří kaolinických zvětralin, jejichž ložisko u Vidnavy by podle něho nemělo být mladší než eocénní. Zmiňuje se o okrajových svazích Žulovské pahorkatiny, ostrovních horách, za něž považuje elevace o relativní výšce vyšší než 30 m, i o tzv. nízkých exfoliačních klenbách (vyvýšeniny o relativní výšce menší než 30 m). Např. o genezi nízkých exfoliačních kleneb píše, cituji: **„Nízké exfoliační klenby zde nemají zřetelných stop kryogenní modelace a s ohledem na výskyty písčitých zvětralin je problematický i přímý vliv zalednění.“**, dále pak navazuje slovy: **„Podle současných poznatků musíme v termínech klimatické geomorfologie považovat nízké exfoliační klenby za skalní elevace bazální zvětrávací plochy.“** Dále se zabývá zarovnanými povrchy. Zde předpokládá, že výchozím bodem pro vznik dnešního reliéfu byl paleogénní zarovnaný povrch s minimálně 30 m mocným pláštěm kaolinických zvětralin, nad který vystupovaly jednotlivě nebo ve skupinách ostrovní hory. Tento povrch byl následně značně snížen a přemodelován, především pak byla odstraněna převážná část kaolinických zvětralin. Příčiny těchto procesů klade do souvislosti s tektonickým výzdvihem oblasti a klimatickými změnami. **Jedním z druhů zarovnaného povrchu je podle něj i tzv. odkrytá bazální zvětrávací plocha, do níž řadí i námi studovanou depresní oblast.** Zde upozorňuje na terminologické potíže, zmiňuje termín Demka (1964) „základní povrch“ či termín používaný klimatickými geomorfology „etchplén“. Zdůrazňuje také rozčlenění původně souvislé bazální zvětrávací plochy (etchplénu) říčními údolními. O genezi deprese, která je předmětem našeho výzkumu se vyjadřuje takto: **„Předpokládáme, že sníženina vznikla odnosem písčitých zvětralin probíhajícím v závislosti na zahlubování Vidnávky jako místní erozní báze. Vyklízení byl schopen uskutečnit vzhledem ke zrnitostnímu složení zvětralin i poměrně malý potok. Nevylučujeme však ani účast plošného splachu a eolické deflace. Naproti tomu vliv soliflukce při malém podílu jílovité frakce ve zvětralinách nemohl být velký.“**

Nakonec se zmiňuje o vývoji říční sítě a morfostruktuře Žulovské pahorkatiny, která podle něj prodělávala neotektonické pohyby jako celek, bez vnitřní diferenciaci. **Vyzdvihuje také vliv puklinového systému, jehož hlavní směry jsou SZ–JV, SV–JZ a S–J, který podle něj výrazně ovlivnil rozložení elevací a depresí bazální zvětrávací plochy, ostrovních hor, sníženin, prahů a údolí.**

Ve svém novějším díle (Ivan 1997) se autor na příkladě řezů vedených různými částmi Rychlebských hor, Žulovské a Javornické pahorkatiny zabývá geomorfologickými aspekty epiplatformní orogeneze v sv. části Českého masivu. Podrobně popisuje topografii zlomových svahů na okrajovém sudetském zlomu (jinak také okrajový zlom lugika) a vliv horninového podloží na jejich charakter. Zabývá se také vývojem říční sítě na daném území či stářím neotektonických pohybů. **Nejvýznamnější zlomové pohyby způsobující dnešní blokovou stavbu oblasti se podle autora odehráli na konci sarmatu a v pliocénu až kvartéru.**

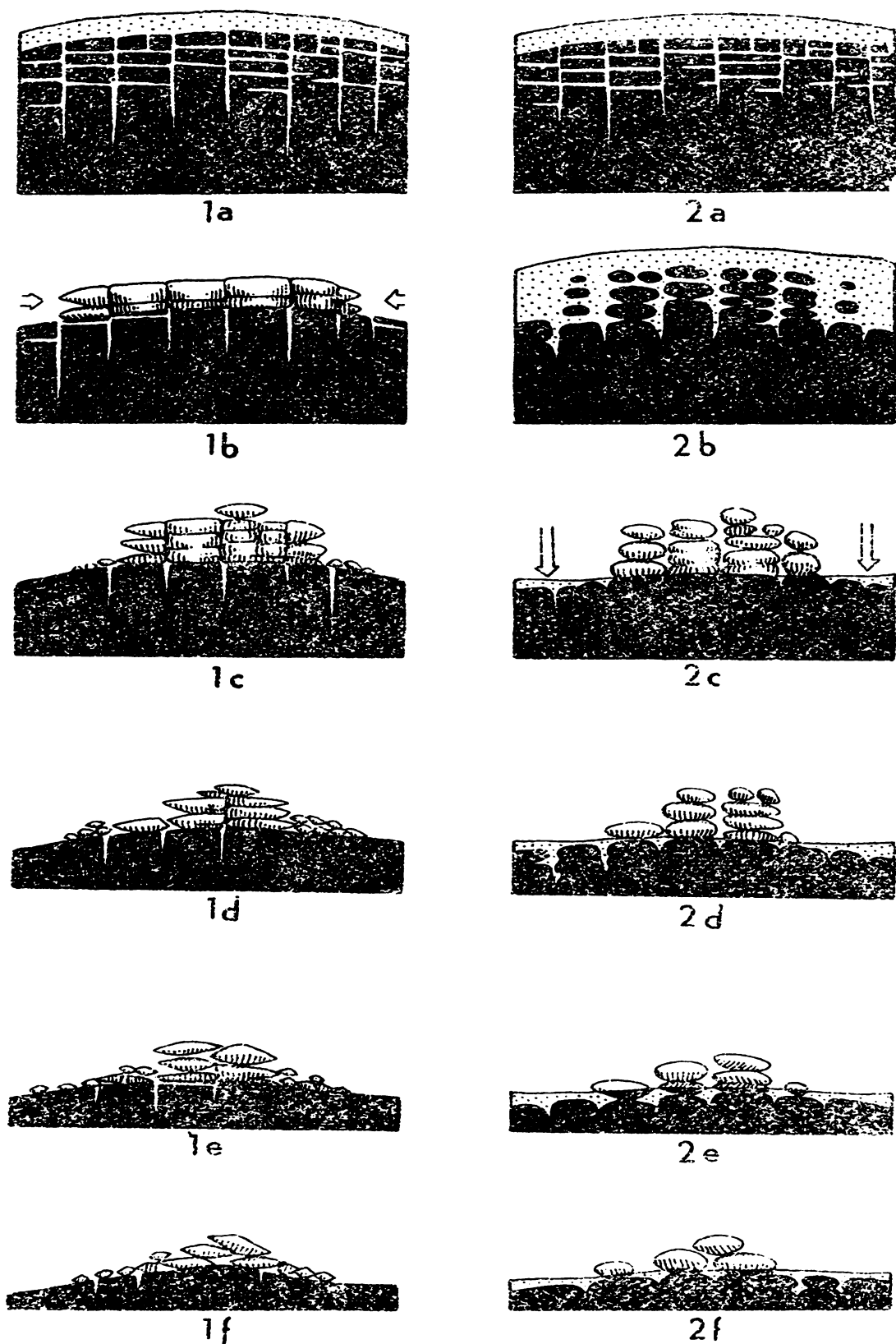


Obr. 3. Schematizované profily bazální částí alterační zóny biotitického granitu. Na obr. a) vidíme, že po ústupu ledovce bylo podle autorky z oblasti odneseno 20-30 m zvětralin. Způsob jakým byl tento materiál odnesen však již autorka v textu neřeší, ačkoliv procesy, které tento odnos způsobily mají na tvářnosti dnešního reliéfu významný podíl. Upraveno podle Prosové (1981).

Práce Prosové (1981) se zabývá především možnostmi, jakými lze určit rozsah zalednění v oblastech, které svým vlastním erozně-sedimentárním vývojem modifikují účinky kontinentálního ledovce. Neomezuje se však pouze na studium ledovcových akumulací. Studuje také formy ledovcové modelace podloží jakými jsou např. zpříkření svahů nebo vývoj oblíkových forem způsobených deterzní činností ledovce. Značnou pozornost věnuje též vzájemnému vztahu glacigenních a glacifluviálních sedimentů k terasovému systému místní říční sítě, popř. proluvím (výplavovým kuželům) sedimentujícím na úpatí Rychlebských hor. K naší problematice se však práce staví velmi obecně a jednotlivé problémy často ponechává nedořešeny.

Nejaktuálnější názory na platformní vývoj v oblasti přinášejí vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky, list 14-221 Žulová (Pecina et al. 2005). Autoři uvádějí, že zásah kontinentálního ledovce působil intenzivní erozí na podložní granitoidy, které byly během terciéru dlouhodobě ovlivňovány tropickým zvětráváním. Zvětralinové pláště byly podle nich v převážné většině odneseny až na bazální zvětrávací plochu. O námi studovaných elevacích píše: **„Je zde vyvinuto množství typických oblíků s pozvolnější náběžnou a příkřejší sestupnou stranou hřbetu.“** Jako příklad uvádějí právě námi studované elevace v. od obce Kobylá. Zdá se tak, že o jejich genezi nemají nejmenších pochyb. Upozorňují také na **možný vliv tavných vod na tvorbu erozních tvarů ledovcového reliéfu.** Pro nás velmi důležitou informací je také **vyšší rychlost zvětrávání povrchu granitoidů odlehčených po ústupu ledovce.** Neméně významná je též zmínka o hojných výskytech gravitačních či gravitačně proudových procesů transportujících zvětraliny po svazích. O procesech transportu uvádějí: **„Jemnozrnější sedimenty byly transportovány nejčastěji plošným smyvem (ronem) nebo ještě efektivněji plošnou soliflukcí. Soliflukce během degradace permafrostu měla dostatečnou sílu pasivně transportovat i klasty dm-rozměrů. Hrubší svahoviny mohly být do určité míry transportovány i čistě gravitačními procesy. Píscité až štěrkovité glacifluviální akumulace a tělesa hlinitokamenitých výplavových kuželů byly na svazích resedimentovány a uloženy v podobě lemů hlinitopíscitých svahovin s menším obsahem štěrkových klastů.“** Zajímavé je též **rozlišení tří etap aluviální sedimentace, pro které předpokládají jejich postglaciální stáří.**

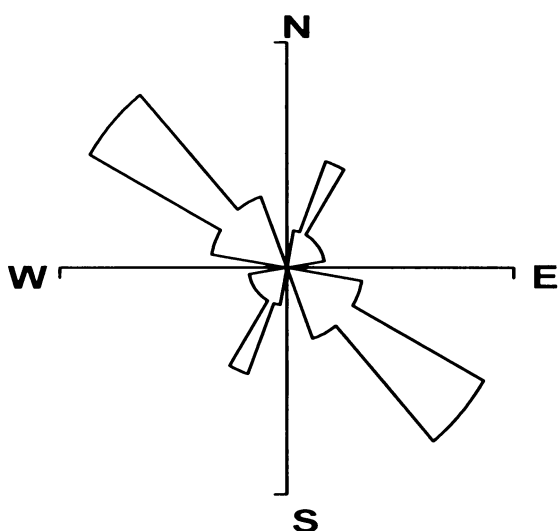
Poslední nestrukturní práci, které se budeme věnovat poněkud podrobněji je práce Demka et al. (1964). V této práci autoři poměrně detailně vykládají některé pro nás důležité termíny. Věnují pozornost genezi takových tvarů jakými jsou např. mrazové sruby, tory, exfoliační klenby či mikrotvary žulových oblastí. Podobně jako v předcházející práci (Pecina et al. 2005) považují skalní elevace v. od obce Kobylá za oblíky. Velice zajímavá je úvaha o stáří



Obr. 4. Schéma vývoje izolovaných skalisek a skal. 1a-1f – vznik izolovaných skalisek a skal jednofázovým způsobem a jejich postupné rozrušování v podmínkách periglaciálního podnebí. 2a-2f – vznik izolovaných skalisek a skal dvoufázovým způsobem a jejich postupné rozrušování zvětrávacími pochody. Upraveno podle Demka et al. (1964).

denudace hlubokých zvětralin z granitoidních oblastí Českého masivu. Jejich úvahy jsou založeny na předpokládané genezi mikrotvarů žulových oblastí (žlábkové škrapy, tafoni), které považují za fosilní. Nejpriznivější podmínky pro vznik těchto tvarů, které se vyvíjeli na obnažených skalních plochách, předpokládají v teplém období třetihor. Vyvozují takovýto závěr: „Tyto drobné tvary jsou dokladem, že počátky exhumace skalních tvarů musíme klást nejméně již do konce neogénu.“

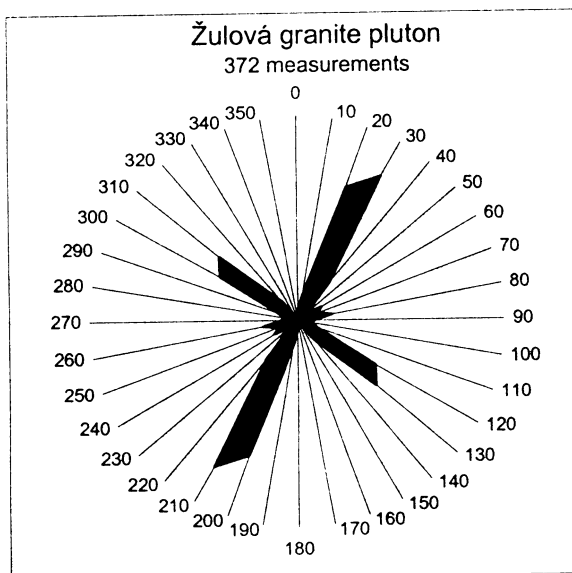
V souvislosti s možnou strukturální predispozicí zkoumaných elevací je nutné ve větší stručnosti zmínit i práce zaměřené na strukturální poměry žulovského batolitu. První prací tohoto charakteru je práce Krystka a Harazima (1956). Autoři se zde zabývají především **primárním puklinovým systémem S, Q, L žulovského batolitu**. Významná jsou pro nás z tohoto pohledu jejich přímá měření puklinových systémů v největších lomech žulovského batolitu, jež jsou vyjádřena v obr. 5.



Obr. 5. Diagram znázorňující přednostní orientace puklinového systému v oblasti žulovského batolitu. Tento růžicový diagram jako jediný neobsahuje konkrétní počet měření, který již nebylo možno zjistit, nýbrž pouze souhrnná data z několika významných lokalit uvedených v citované práci. Znamená to tedy, že ačkoli hlavní směry puklinového systému odpovídají v tomto diagramu realitě, jejich kvantitativní zastoupení může být značně zkreslené. Sestaveno s pomocí dat z práce Krystka a Harazima (1956).

Práce Štěpančíkové (2005) se za pomoci komplexní morfostrukturální analýzy snaží postihnout nakolik je současná velice pestrá geomorfologie Sokolského hřbetu a přilehlé části Žulovské pahorkatiny ovlivněna strukturálními predispozicemi, popř. neotektonickými pohyby. Velmi cenné jsou pro nás, podobně jako v předcházející práci, puklinové a zlomové analýzy (viz. obr. 6, 15).

Pro úplnost výčtu základní literatury se zmíníme o práci Zachovalové et al. (2002) podrobněji popisující geologii žulovského batolitu či starších dílech Gáby (1972a, b) zabývajících se např. nejzazšími výskyty uloženin kontinentálního ledovce na Jesenicku nebo směry paleopohybů ledovce tamtéž.



Obr.6. Orientace puklinového systému v oblasti žulovského batolitu. Upraveno podle Štěpančíkové (2005).

3. Vlastní výzkumy

Hlavní snahou vlastního výzkumu je zjištění geneze skalních elevací v prostoru studované deprese v. od obce Kobylá a potvrzení či vyvrácení teorie, která předpokládá přímý kontakt kontinentálního ledovce s těmito elevacemi. Došlo-li skutečně k takovému kontaktu bazální části ledovcové masy se skalními elevacemi, pak můžeme odůvodněně předpokládat charakteristické přemodelování těchto tvarů v oblíky.

Hlavními znaky takto přemodelovaných elevací je protažení ve směru pohybu ledovce a mírnější náběžná a strmější sestupná strana.

3.1 Metodika

Na základě výše uvedeného předpokladu charakteristického tvaru typického oblíku byla vypracována následující metodika zaměřená na určení morfologických znaků studovaných elevací.

Všechny elevace byly nejprve rozděleny (na místě či podle mapy) do kategorií podle jejich relativní výšky. Jednotlivé kategorie byly stanoveny takto: 0–2 m, 2–5 m, 5–10 m a 10–20 m.

Další měření následně probíhala s běžným geologickým kompasem. Na místě byl nejprve určen a změřen směr protažení elevace. Následně bylo na každé straně elevace (2 strany ve směru protažení a 2 k nim kolmé) provedeno 5 měření sklonu jejích svahů. V případě, že směr protažení elevace nebylo možné určit, byla měření prováděna ve směrech S, J, V, Z. Bylo-li to možné bylo měření provedeno tak, aby rovnoměrně pokrylo celý profil svahu od horní části

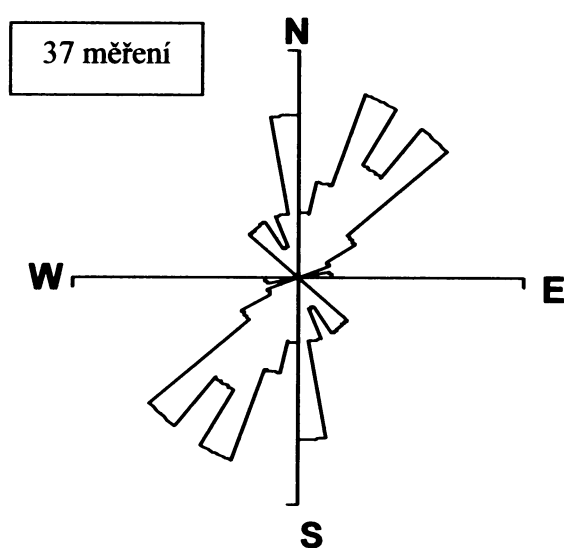
elevace až po její úpatí. Z každých těchto 5 měření byla při následném zpracování vypočtena průměrná hodnota. Při měřeních jsem se snažil co nejvíce eliminovat antropogenní vlivy, jako např. drobné výkopy po těžbě písčitých zvětralin či sokly ve spodních částech elevací vytvořených dlouhodobou orbou. Na některých elevacích bylo možné pozorovat nejčastěji iniciální stádia vývoje mrazových srubů, které narušovali původní sklony svahů. Pak jsem se snažil minimalizovat i vliv těchto mladších periglaciálních procesů.

Součástí práce bylo též, tam kde to bylo možné, měření ploch exfoliace, puklinové odlučnosti a žilného systému jako srovnávacích dat pro ověření strukturní predispozice studovaných elevací.

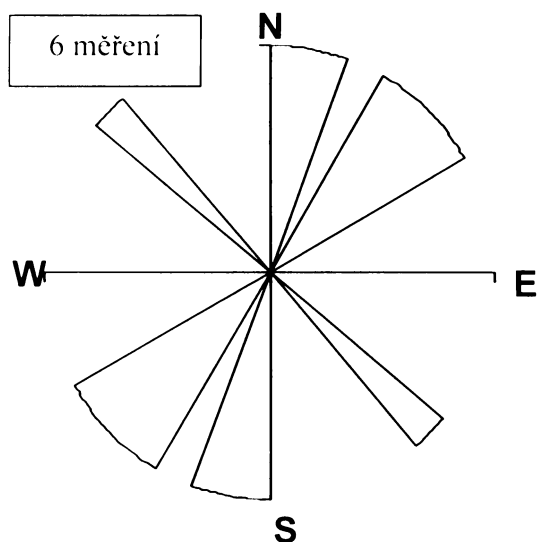
3.2 Naměřená data

Celkem bylo zpracováno 45 dokumentačních bodů. Z toho 37 protažených elevací, 3 elevace bez jednoznačného protažení a na 5 místech byla provedena pouze strukturní měření. Do kategorie 0–2 m spadá celkem 7 elevací, z nichž 1 byla bez výraznějšího protažení. Do nejpočetnější kategorie 2–5 m bylo zařazeno 27 elevací, z toho 2 bez výrazného protažení. V kategorii 5–10 m se nalézají 4 elevace, všechny výrazně protažené. V poslední kategorii 10–20 m se nacházejí zbylé 2 elevace, obě jednoznačně protažené.

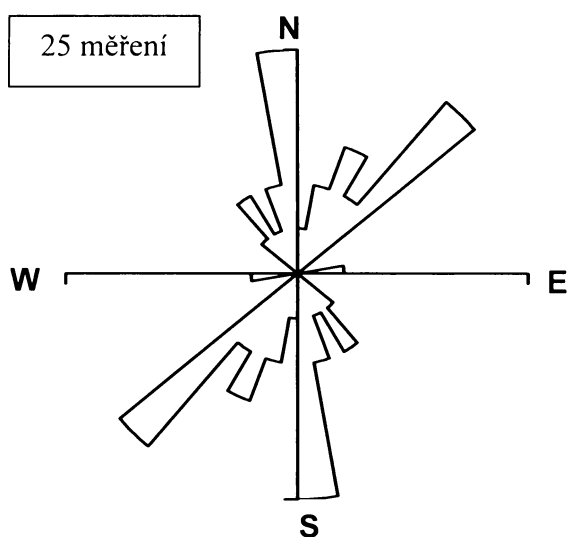
Naměřená data zde budou prezentována nejčastěji formou růžicových diagramů, které umožňují velice snadno srovnávat např. přednostní orientace puklinového systému s orientacemi protažených elevací a ukázali se tak jako nejvhodnější. Množství informací lze vyčíst též z přílohy 1. Pro snadnější srovnání jednotlivých diagramů, jež bude důležité zejména v diskusní části, doporučuji čtenáři použít přílohy 2.



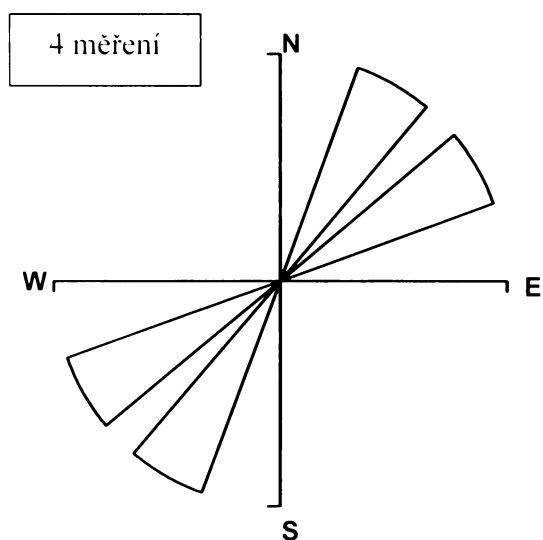
Obr. 7. Růžicový diagram zobrazující orientaci všech podélných elevací. Vidíme, že převážná většina elevací je protažena zhruba ve směru SV–JZ až SSV–JJZ. Menší část pak ve směru S–J. Naopak ve směru sudetském (SZ–JV) je protažena pouze malá část měřených elevací.



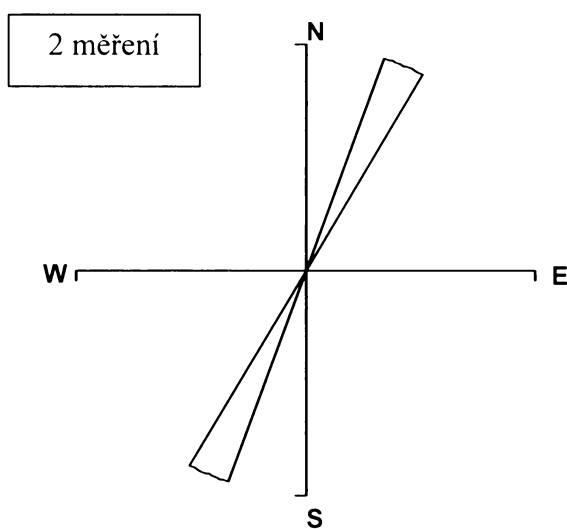
Obr. 8. Růžicový diagram zobrazující orientaci elevací zařazených do kategorie 0–2 m.



Obr. 9. Růžicový diagram zobrazující protažení elevací zařazených do kategorie 2–5 m.

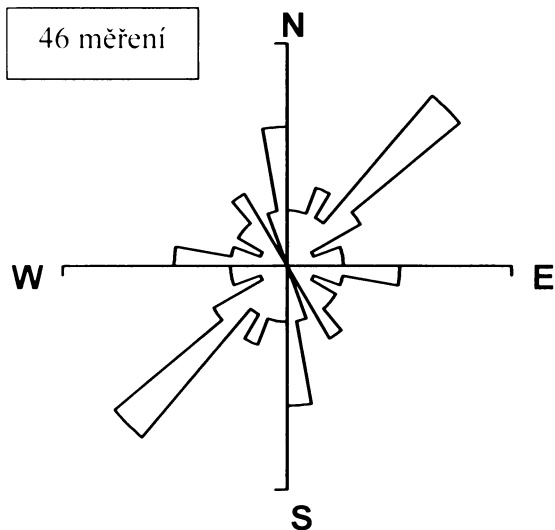


Obr. 10. Růžicový diagram zobrazující orientaci elevací zařazených do kategorie 5–10 m.

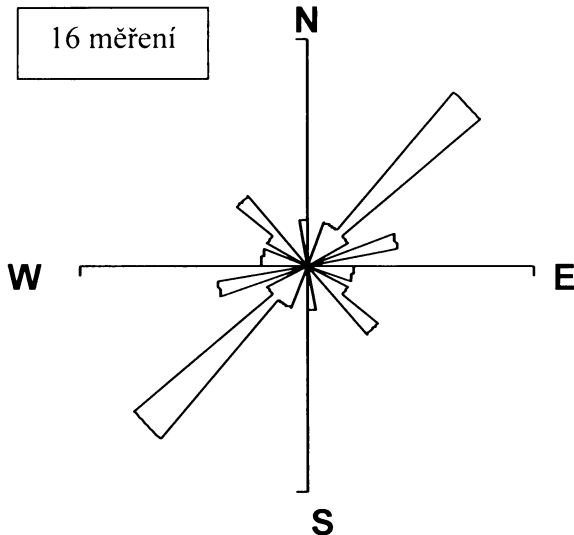


Obr. 11. Růžicový diagram zobrazující orientaci elevací zařazených do kategorie 10–20 m.

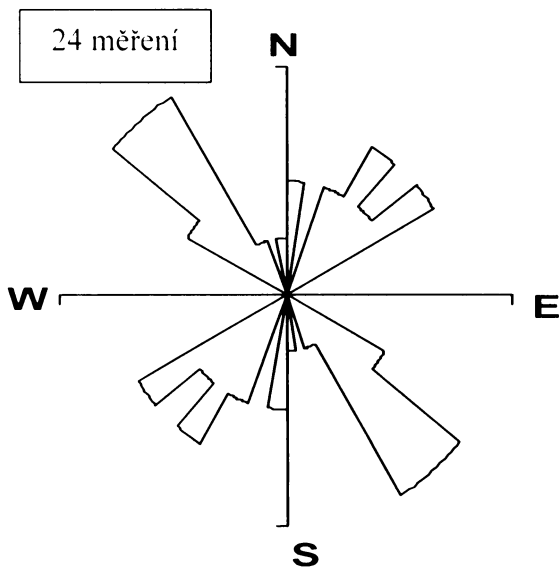
Pro ověření možnosti strukturální predispozice studovaných elevací byla prováděna také strukturální měření. Ta zahrnovala měření exfoliačních ploch a puklinového systému přímo v terénu a měření zlomů vyznačených v geologických mapách. Pro srovnání s autorskými měřeními byla použita data z prací Krystka a Harazima (1956) a Štěpančíkové (2005) viz výše, popř. rozšířený datový soubor Štěpančíkové z celé oblasti žulovského batolitu.



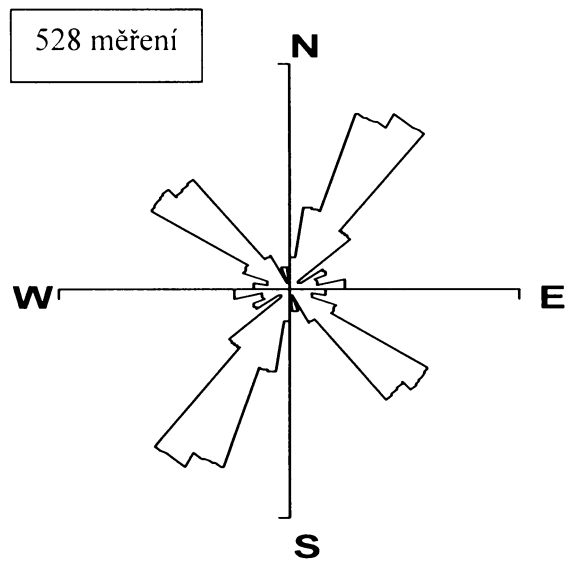
Obr. 12. Diagram znázorňující všechna vlastní měření puklinového systému ve studovaném území. I přes poměrně nízký počet měření se velmi výrazně uplatňuje směr kolmý na směr sudetský, který je charakteristický pro celou oblast.



Obr. 13. Růžicový diagram zobrazující všechna měření ploch exfoliace ve studovaném území.



Obr. 14. Orientace zlomů z oblasti žulovského batolitu, které jsou zakresleny na listech základních geologických map České republiky, list 14-221 Žulová, list 14-222 Vidnava a list 14-224 Jeseník.



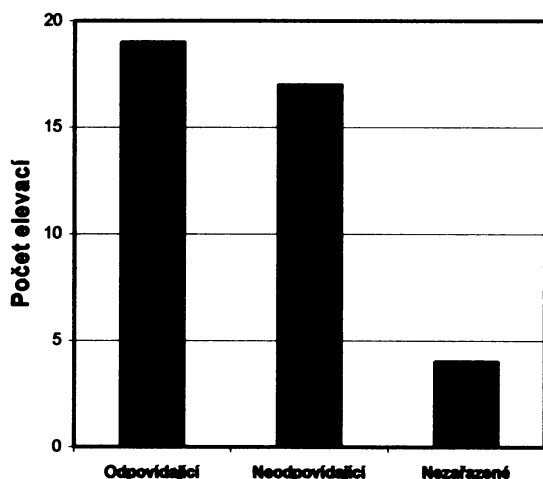
Obr. 15. Puklinový systém v oblasti žulovského batolitu sestavený s použitím dat laskavě zapůjčených P. Štěpančíkovou.

Posledním a nejobsáhlejším datovým souborem jsou měření sklonu svahů jednotlivých elevací. Na všech elevacích bylo provedeno 20 měření, 5 na každé straně. Z každých těchto 5 měření byl následně spočítán průměr. Tato data je možné v grafické podobě najít v příloze 1.

4. Diskuse

V souladu s hlavními cíly této práce se v diskusní části budeme zabývat především třemi hlavními otázkami. Nejvýznamnější bude bezesporu otázka, **jaká je geneze studovaných elevací v depresní oblasti v. od obce Kobylá nad Vidnavkou**. S touto otázkou velmi úzce souvisí otázka, **jaké je relativní stáří deprese v níž se tyto elevace nacházejí**. Třetí, možná nejkomplicovanější a rozhodně nejzajímavější otázka, jejíž řešení však není hlavním cílem této práce, je otázka **jakým způsobem byl odnesen zvětralinový plášť vyplňující studovanou depresní oblast**.

Diskutujeme nyní první otázku bez ohledu na pravděpodobné řešení otázky druhé. Z výše uvedeného vyplývá existence v zásadě dvou velmi navzájem odlišných názorů na genezi studovaných elevací. Mnoho autorů se domnívá, že skalní elevace ve studované depresi jsou tvary, jejichž dnešní vzhled byl velmi významně ovlivněn deterzní činností kontinentálního ledovce, který způsobil jejich přemodelování v oblíky (Demek et al. 1964, Pecina et al. 2005). Druhý názor, zastávaný především Ivanem (1983, 1997), považuje problematické elevace za skalní elevace bazální zvětrávací plochy a označuje je názvem nízké exfoliační klenby.



Obr.16. Histogram zobrazující četnost elevací odpovídajících a neodpovídajících ledovcové genezi. Má-li strana elevace ležící v s. kvadrantu (SZ–SV) menší sklon než strana ležící v j. kvadrantu (JV–JZ) je elevace zařazena do kategorie odpovídající. Je-li tomu naopak je elevace zařazena do kategorie neodpovídající. Mají-li obě strany elevace shodný sklon je elevace zařazena do kategorie nezařazené.

Jsou-li studované elevace skutečně oblíky pak by jejich morfologie měla mít jisté rysy zmíněné již výše (protážení ve směru pohybu ledovce, mírnější náběžnou a strmější sestupnou stranu). Měření však takovéto jednoznačné rysy nepotvrdila.

Vzhledem k předpokládanému směru pohybu ledovce v oblasti, který se mohl výrazně měnit především s lokální morfologií terénu od SZ přes S až k SV a s ohledem na výrazné strukturální směry v oblasti, které mají téměř shodné orientace (srovnej obr. 7 např. s obr. 12 a 14) je pro nás hledisko protažení elevací značně neprůkazné. Přesto srovnáme-li obr. 7 s obr. 12, 14 či 15 je jejich korelace velmi výrazná, především pak v nejhojněji zastoupeném směru puklinového systému v oblasti (SV–JZ, srovnej s prací Štěpančíkové 2005). Povšimněme si také méně výrazného směru S–J, který je patrný na obr. 7 zobrazujícím protažení elevací, stejně tak jako na obr. 12 a 14. Zcela však chybí ve strukturálních měřeních Štěpančíkové (2005, srovnej s obr. 6 a 15) a Krystka a Harazima (1956, obr. 5). Velice zajímavá je absence sudetského směru (SZ–JV) v protažení elevací na obr. 7, což by mohlo podporovat teorii ledovcové geneze studovaných elevací. Srovnáme-li však obr. 7 s lokálními puklinovými měřeními na obr. 12, na kterém se tento směr též výrazně neprojevuje je nutno připustit možnou absenci tohoto směru v lokálním měřítku studovaného území, přestože patří v regionálním měřítku k nejvýraznějším.

Více nám již mohou napovědět sklonové parametry stran studovaných elevací. Vyhodnocení tohoto parametru u všech studovaných elevací svědčí spíše pro jejich strukturální podmínění. Na obr. 16 vidíme, že četnost elevací odpovídajících a neodpovídajících ledovcové genezi je víceméně rovnoměrně rozdělena a pro ledovcovou genezi nesevědčí. V případě ledovcové geneze bychom jistě předpokládaly daleko výraznější převahu odpovídajících elevací. Měření tak spíše nasvědčují hypotéze Ivana (1983), který předpokládá, že elevace ve studované depresi jsou nerovnostmi bazální zvětrávací plochy, které se vyvinuly díky nerovnoměrnému zvětrávání granitu nepochybně výrazně podmíněnému i strukturálními predispozicemi v tělese batolitu.

Přejdeme nyní k druhé otázce naší diskuse a pokusme se určit nejpravděpodobnější relativní stáří studované deprese. To vyžaduje znalost širšího okolí studovaného území a jeho sedimentární historie (Pecina et al. 2005), bez níž je zodpovězení této otázky prakticky nemožné. Uveďme zde aspoň základ úvahy vedoucí k nejpravděpodobnějšímu řešení.

Od ústupu posledního zalednění proběhly v oblasti tři výrazné etapy aluviální sedimentace (Pecina et al. 2005). Sedimenty nejstarší etapy zasahují podle geologické mapy oblasti (Pecina et al. 2005) na levém břehu Skorošického potoka popř. Vidnavky (zde souběžné toky) až za úroveň nejsevernějšího bodu studovaného území, vrch Jahodník, přičemž zde tvoří poměrně plochý terén ve výšce zhruba 365–325 m n. m. (v závislosti na vzdálenosti ve směru sklonu) s úklonem k SV. Tyto sedimenty se také nacházejí na plošině mezi těmito dvěma toky, kde sahají až na j. úroveň deprese a tvoří zde drobnou plošinu ve výšce okolo 350 m n.

m. Na pravém břehu Vidnavky, na kterém se nachází i studovaná deprese, pak mají tyto sedimenty podobný plošný rozsah. Jejich nejsevernější výskyt zasahuje do oblasti vzdálené necelý kilometr od horní hrany j. svahu deprese a leží, podobně jako předcházející výskyt, ve výšce okolo 350 m n. m. Recentní výška horní hrany j. svahu deprese je okolo 340 m n. m., dno deprese pak ve výšce pouhých 300 m n. m. Kdyby tedy zkoumaná deprese existovala již v době prvního cyklu aluviální sedimentace je velmi pravděpodobné její vyplnění těmito sedimenty. Ty však ve studované depresi nebyly nalezeny, a to ani v podobě reliktní akumulace v nejhrubší frakci, jež je tvořena bloky hornin i několikadecimetrových rozměrů.

Avšak, nezachovaly-li se v této depresi žádné sedimenty, z jakého důvodu by se zde měly zachovat právě tyto? Nyní je na místě zmínit se o balvanech rozměrů nejčastěji prvních decimetrů a výjimečně až 1 m, které jsou v naprosté většině tvořeny místním žulovským granitem či žilným křemenem a je více než pravděpodobné, že pocházejí přímo z vlastní deprese a jedná se o hrubozrnné relikty eluvií či starších sedimentů. Kromě nich se zde vyskytují i horniny nordického původu, které jsou silně eolizované a dosahují velikosti až 1 m, nejčastěji se jedná o celistvé typy hornin – kvarcity, pískovce v menší míře též porfyry a granitoidy. Ve studované depresi se nacházejí v oblastech elevací, které nebylo možno zemědělsky obhospodařovat a byly zde nashromážděny lidskou činností na agrárních haldách. Mezi těmito balvany však není v podstatě žádný materiál pocházející z j. položené oblasti Rychlebských hor, který by mohl být akumulován aluviální sedimentací. I když je antropogenní transport materiálu zřejmý, je více než nepravděpodobné, že by ve své převážné většině pocházel ze vzdálenějšího okolí deprese. To by ovšem znamenalo, že se ve studované depresi nikdy žádné aluviální sedimenty nenacházely a tudíž je tato deprese tvarem mladším než je stáří posledního zalednění oblasti, což také znamená, že elevace, které se v ní nacházejí nemohly nikdy přijít do přímého kontaktu s ledovcovou masou. Kromě toho touto oblastí nemohly protékat vody, které ukládaly aluviální sedimenty dále na S a V od studované deprese.

Dalším faktem podporujícím odnos značného množství zvětralin až po posledním zalednění oblasti je i přítomnost torů a izolovaných skalisek, mnohdy velmi dobře vyvinutých o relativní výšce několika prvních m nad plochým dnem deprese, to však podmiňuje rychlejší vznik těchto tvarů, než bylo dříve uvažováno.

Nicméně přítomnost ledovce na tomto území je zcela nepopiratelná, což dokládají výše zmíněné nálezy nordik i glacigenní sedimenty v okolí deprese. V době posledního zalednění oblasti se však na studovaném území pravděpodobně nacházel dostatečně mocný zvětralinový plášť, který neumožnil přímé deterzní působení ledovcového ledu na studované elevace.

Existují však i slabá místa předcházejících úvah. Prvním je nález pseudokrasového tvaru zvětrávání žuly na izolované skalce ve výšce 330 m n. m., pro jehož vznik se všeobecně předpokládá potřeba značného množství vody a jeho poloha blízko povrchu, což by znamenalo, že mocnost zvětralinového pláště vyplňujícího depresi nemohla být větší než 30–40 m (srovnej s pracemi Prosové 1981 a Ivana 1983). To je na spodní hranici mocnosti potřebné ke splnění požadavku výše uvedené úvahy o pravděpodobném rozsahu aluviálních sedimentů.

Druhý fakt nepodporující relativně mladší stáří studované deprese je výskyt glacigenních sedimentů v bezprostředním v. okolí studované deprese ve výškách okolo 325 m n. m. nebo dokonce v pouhých 310 m n. m. (Pecina et al. 2005).

Tyto problémy by mohla pomoci vyřešit bloková tektonika, která je v širším okolí oblasti zřejmá, přináší s sebou ovšem i značnou řadu komplikací. Kromě toho již v době mladšího zalednění nemusel být preglaciální reliéf plochý a níže položené výskyty glacigenních sedimentů v. od studované deprese mohly zřejmě ležet v tehdy depresní oblasti.

Přejdeme nyní k závěrečné otázce naší diskuse, totiž jakým způsobem byl odnesen zvětralinový plášť vyplňující studovanou depresní oblast, popř. jemnější frakce ledovcových sedimentů v jeho nadloží. Nalézt obstojné řešení této otázky je značně složité a vyžaduje komplexní přístup. Pokusme se nyní zhodnotit význam každého ze čtyř nejvýznamnějších transportních činitelů ledu, vody, svahových procesů (gravitace) a větru.

Dnešní sedimentární výplň deprese je tvořena pouze několika málo dm (místy pouhými cm) svahových sedimentů ve svrchních částech s vyvinutým půdním profilem, jejichž vznik je spojen s degradací permafrostu na hranici pleistocénu a holocénu (Pecina et al. 2005).

Vzhledem k výsledkům měření a úvah uvedených výše je studovaná depresní oblast s velkou pravděpodobností mladší než je stáří posledního zalednění. Je tedy zcela oprávněné tvrzení, že ledovcový led ani jeho tavné vody nebyly posledním transportním médiem, které zcela „vyklidilo“ studovanou depresní oblast. To ovšem neznamená, že nemohly erodovat část zvětralinového pláště a přispět tak k jeho celkovému odnosu.

Ivan (1983) považuje za nejvýznamnějšího erozního činitele podílejícího se na vyklizení studované deprese vodu. Své tvrzení zakládá především na předpokládaném zrnitostním složení zvětralin, které podle něho mohl vyklidit i drobný tok. Takovouto teorií ovšem nelze vysvětlit vanovitý tvar deprese ani vyklizení drobných dílčích úpadů a depresí mezi studovanými elevacemi, vůbec již nemluvě o podmínkách studené pouště, tedy nedostatky vody v kapalném skupenství, které po většinu glaciálů panovaly.

Svahové procesy jako plošný či stružkový ron nebo soliflukce by spíše shromažďovali sedimenty v dolních částech deprese pro případný další transport a v žádném případě by sami o sobě nemohly celou depresi vyčistit.

Pravděpodobně velmi důležitou roli tak hrál při vyklizení celé deprese transport eolický. To ovšem předpokládá dostatek času nejen na odnos značného množství materiálu, který se v depresi zřejmě nacházel, ale i na jeho rozpad na prachovou popř. jemně písčitou frakci. Takovémuto vývoji nasvědčuje i velké množství dobře vyvinutých hranců nordických hornin zmíněných již výše.

Souhrnně lze říci, že celkové vyklizení deprese až do dnešního stavu pravděpodobně spoluumožnila řada příznivých okolností, které se v mnohém vzájemně doplňovali. Svůj podíl tak na vyklizení deprese měly možná všechny výše zmíněné formy transportu, u kterých tak můžeme diskutovat pouze míru jejich významnosti.

5. Závěry

Celé studované území jehož polyfázový geologický vývoj je spojen s rozsáhlými změnami klimatu i tektonickou aktivitou je charakterizováno velmi pestrým, mnohdy detailně modelovaným reliéfem. Tvary založené v tropickém klimatu předkvartérních období byly v kvartéru ovlivňovány periglaciálním klimatem, nejméně dvakrát se pak dostaly i pod přímý vliv kontinentálního ledovce. Některé z těchto tvarů byly těmito procesy zvýrazňovány, jiné potlačovány. Vyvíjeli se i tvary nové, typické pro periglaciální oblasti.

Na základě terénního výzkumu i úvah uvedených v diskusi lze konstatovat, že studované elevace v. od obce Kobylá nad Vidnavkou by již neměly být dále považovány za příklad typické oblíkové krajiny jak je tomu např. v práci Demka (1964) nebo Peciny et al. (2005). Na jejich genezi se pravděpodobně nepodílela deterzní činnost kontinentálního ledovce a nesplňují tedy základní definici daného termínu. Pokud některé tyto elevace byly přesto ovlivněny ledovcem, pak to jsou elevace nacházející se v sv. části daného území ve vyšších nadmořských výškách. Morfologické charakteristiky studovaných elevací vesměs odpovídají převažujícím strukturním směrům v oblasti a tvoří tak nerovnosti strukturního povrchu nazvaného Ivanem (1983) bazální zvětrávací plocha neboli etchplén.

Depresní oblast, v níž se nacházejí, je s největší pravděpodobností geologicky mladším tvarem než je stáří posledního zalednění na daném území. Na její genezi se podílelo mnoho erozních činitelů, z nichž nejvýznamnější byla patrně eolická deflace, která umožnila odnos jemnozrných zvětralin a eolizaci přítomných balvanů.

6. Poděkování

Milou povinností je mi poděkování všem osobám, které mi s touto prací pomohli či měli trpělivost s mou častou přítomností. Na prvním místě je to jistě poděkování mému školiteli, Mgr. Danielu Nývtovi, bez něhož by tato práce nikdy nevznikla, a kterému by v mnoha ohledech příslušelo spíše spoluautorství nežli pouhá zmínka na jejím konci.

Velmi rád bych také poděkoval mé oponentce RNDr. Petře Štěpančíkové za cenné připomínky k obsahu celé práce, obzvláště pak k otázce relativního stáří studovaného území.

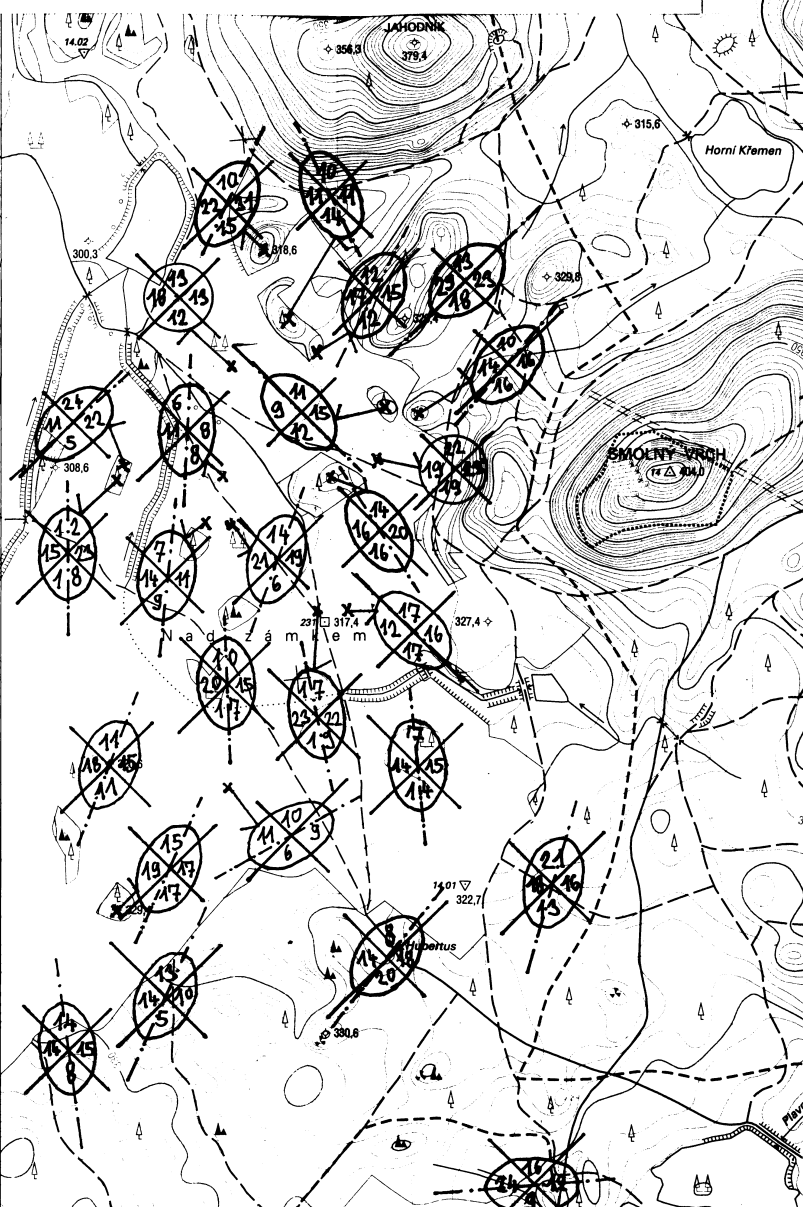
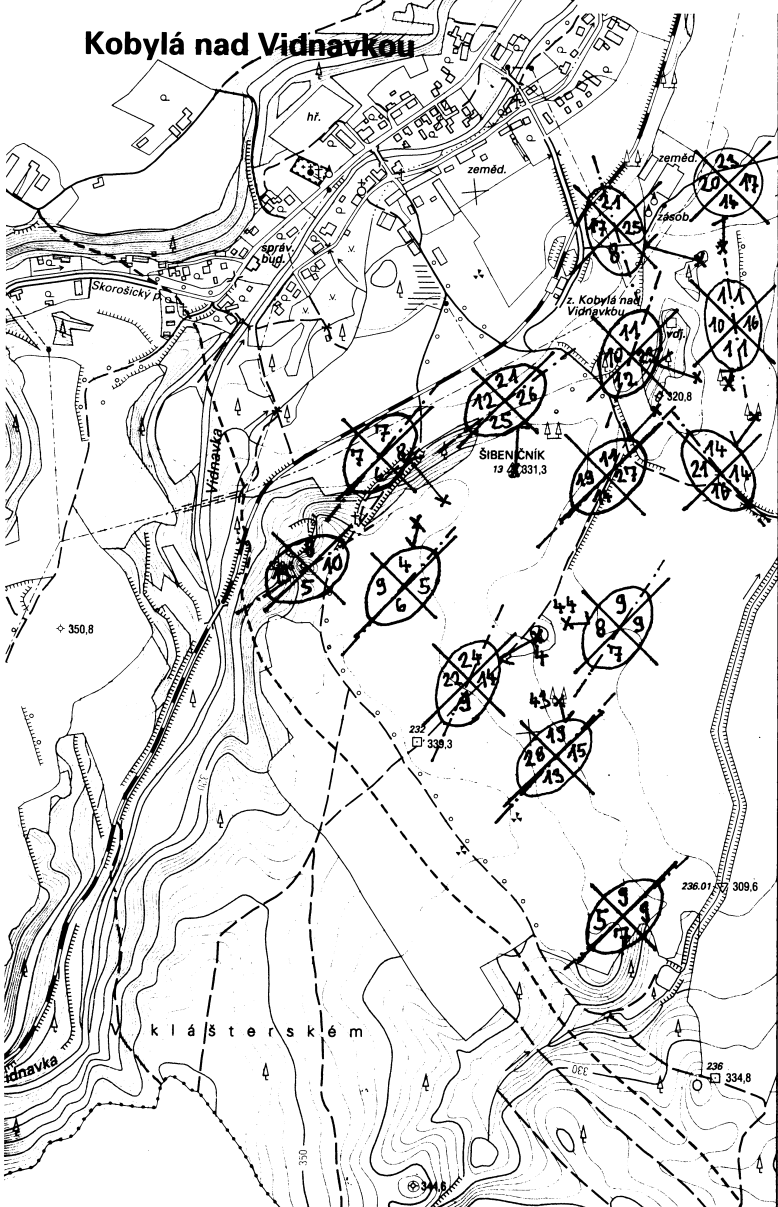
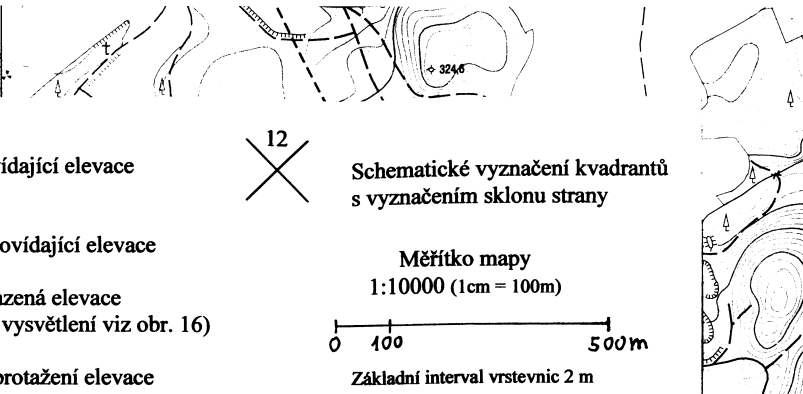
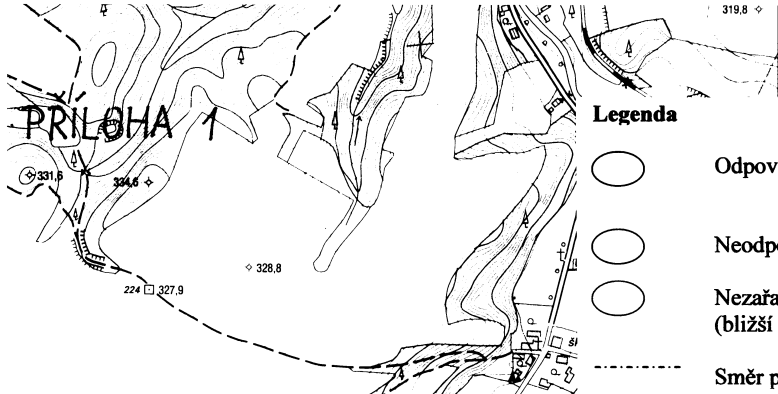
V neposlední řadě pak děkuji mé dívce, Romaně Chládkové, i celé rodině mého bratra Petra, kteří mi ochotně poskytli technické zázemí.

7. Seznam použité literatury

- Čabla, V. (1969): Stáří žulovského plutonu. *Geologický průzkum* 11, 117–118.
- Demek, J., Marvan, P., Panoš, V., Raušer, J. (1964): Formy zvětrávání a odnosu žuly a jejich závislost na podnebí. *Rozpravy ČSAV, řada mat.-přír.* 74, 9, 59 pp.
- Gába, Z. (1972a): Nejzazší výskyt uloženin kontinentálního zalednění na Jesenicku. *Časopis Slezského muzea, řada A* 21, 135–139, Opava.
- Gába, Z. (1972b): Souvková hlína ze Skorošic a směr pohybu pevninského ledovce. *Zprávy VÚ v Olomouci* 155, 23–28.
- Grünnerová, E. (1973): Žulovský pluton – závěrečná zpráva vyhledávacího průzkumu. MS Geol. průzkum. Zlaté Hory.
- Cháb, J., Čurda, J., Kočandrle, J., Manová, M., Nývlt, D., Pecina, V., Skácelová, D., Večeřa, J., Žáček, V. (2004): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1:25 000, 14-224 Jeseník. 76 + 5 pp., ČGS Praha.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002): *Geologická minulost České republiky*. Academia Praha, 436 pp.
- Ivan, A. (1983): Geomorfologické poměry Žulovské pahorkatiny. *Zprávy Geografického ústavu ČSAV* 20, 4, 49–69, Brno.
- Ivan, A. (1997): Topography of the marginal sudetic fault in the Rychlebské hory (Mts.) and geomorphological aspects of epiplatform orogenesis in the NE part of the Bohemian Massif. *Moravian Geographical Reports* 5, 1, 3–17, Brno.
- Krystek, J., Harazim, S. (1956): Petrografie a tektonika žulovského plutonu. *Přírodovědecký sborník Ostravského kraje* 17, 28–39, Opava.
- Maluski, H., Rajlich, P., Souček, J. (1995): Pre-Variscan, Variscan and early Alpine thermotectonic history of the north-eastern Bohemian Massif: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study. *Geologische Rundschau* 84, 345–358.
- Pecina, V., Čurda, J., Hanáček, M., Kočandrle, J., Nývlt, D., Opletal, M., Skácelová, D., Skácelová, Z., Večeřa, Z., Žáček, V. (2005): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1:25 000, list 14-221 Žulová. MS ČGS Praha.
- Prosová, M. (1981): Oscilační zóna kontinentálního ledovce. Jesenická oblast. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica* 25, 265–294.
- Štěpančíková, P. (2005): Selected analyses of the morphostructure of the NE part of the Rychlebské hory Mts. (Czech Republic). *Acta geodyn. Geomater.* 2, 1 (137), 59–67.
- Zachovalová, K., Leichmann, J., Švancara, J. (2002): Žulová Batholith: a post-orogenic, fractionated ilmenite – allanite I-type granite. *Journal of the Czech Geological Society* 47, 1–2, 35–44.

Žáček, V., Čurda, J., Kočandrle, J., Nekovařík, Č., Nývlt, D., Pecina, V., Skácelová, D., Skácelová, Z.,
Večeřa, J. (2004): Vysvětlivky k základní geologické mapě České Republiky 1:25 000,
14-222 Vidnava. 46 + 5 pp., ČGS Praha.

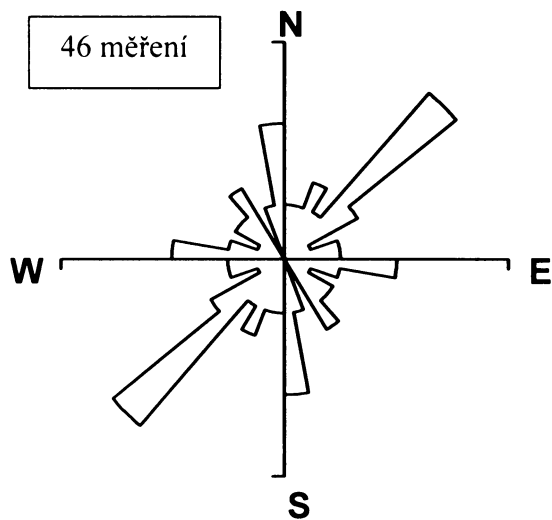




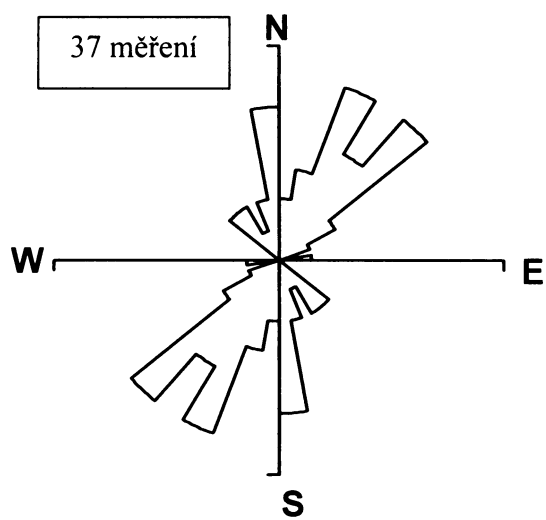
PŘÍLOHA 2 – srovnání růžicových diagramů

Označení obrázků odpovídá jejich označení v textu, kde lze najít také jejich komentář.

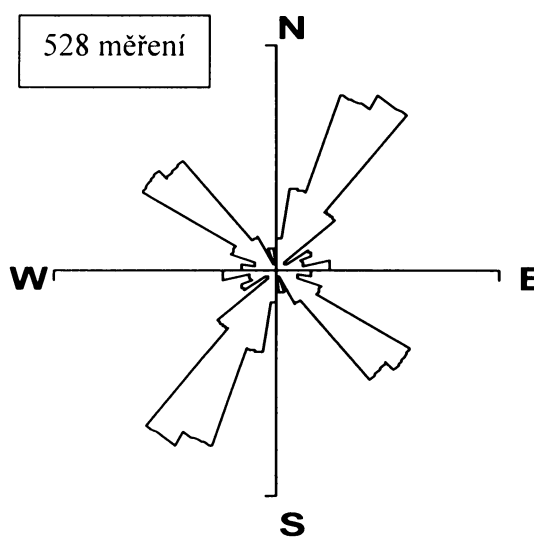
Obr. 12



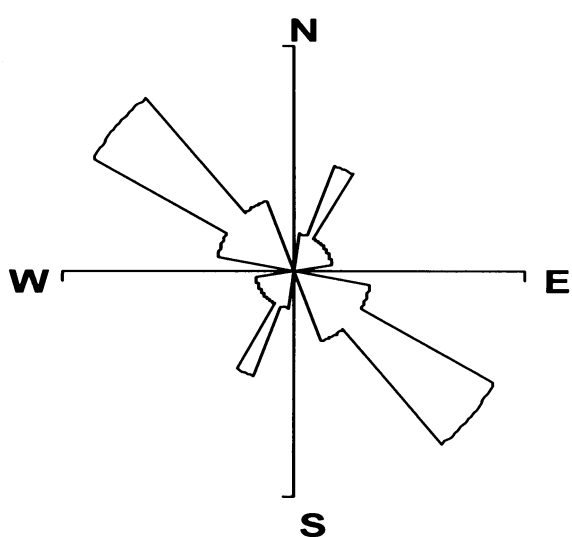
Obr. 7



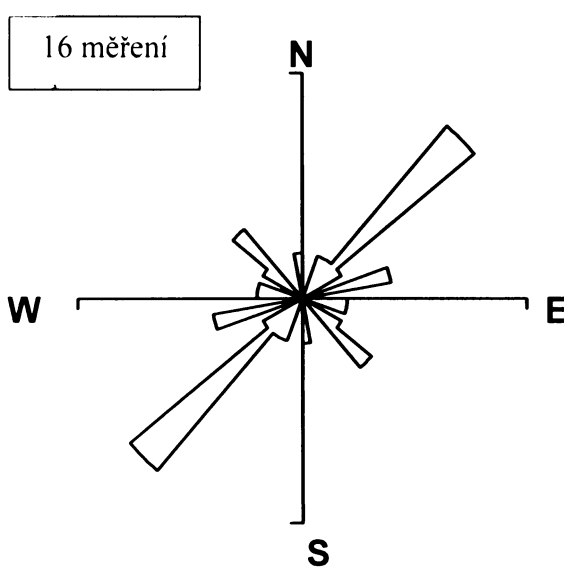
Obr. 15



Obr. 5



Obr. 13



Obr. 14

