

## VEDECKÉ SPRÁVY

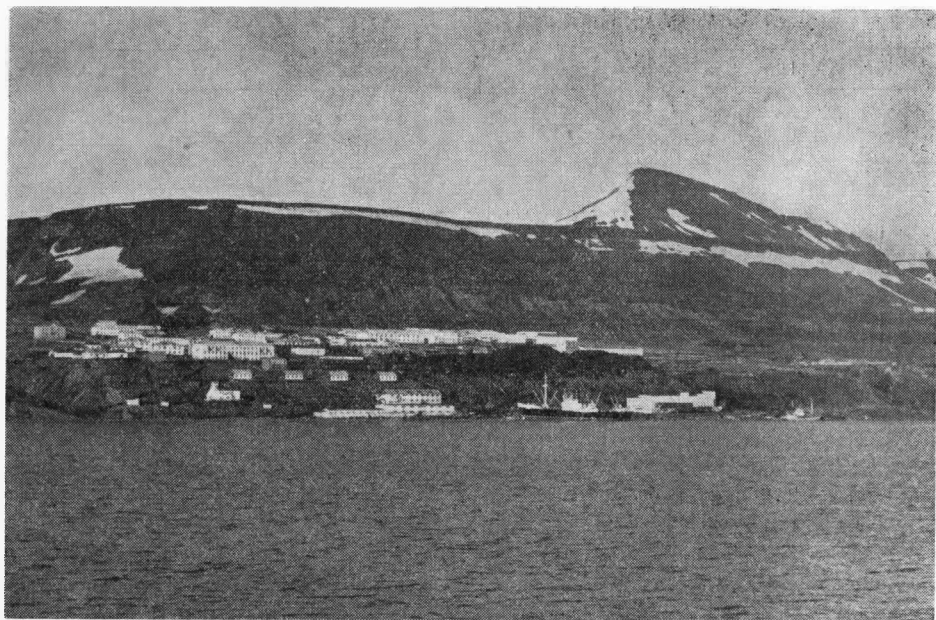
JOZEF KVIŤKOVIČ

## SÚČASNÁ GEOMORFOLOGICKÁ PROBLEMATIKA NA ŠPICBERGOCH

Geomorfologická problematika v arktických oblastiach je rozsiahla a veľmi zaujímavá. Jej štúdium nám pomáha lepšie poznať procesy a formy, ktoré vznikali v pleistocénnom období aj v našich geografických šírkach.

Z predkvartérnych povrchových foriem na Špicbergoch zasluhujú si pozornosť najmä zarovnané povrchy, ktoré majú dosť značné rozšírenie. Ich štúdium je dosiaľ neúplné a pre súčasné zaľadnenie aj veľmi obťažné. Takisto ťažko stanoviť podiel abrázie na ich formovaní. Predpokladá sa, že rozsiahle oblasti s výskytom zarovnaných povrchov poklesli v nedávnej geologickej minulosti a dnes tvoria rozľahlý šelf Barentsovho mora. Z výskytu terciérneho uhlia, tropických, resp. subtropických fosílií v horninách, a tiež z výskytu spomínaných zarovnaných povrchov, ktoré podľa A. Wirthmanna a iných (25, 18) vznikli za subérickej denudácie v podmienkach teplej klímy, sa usudzuje, že pred zaľadnením existovali v tejto oblasti iné refiéfotvorné procesy, tiež iný krajinný typ ako dnes (obr. 1). Dnešnú tvárnosť celej oblasti vtláčili pleistocénne a súčasne ľadovce. O rozsahu, ako aj o počte pleistocénnych zaľadnení je ešte veľa nejasností. Zatiaľ je bezpečne doložené würmské zaľadnenie. J. Büdel (1, 2) podľa výsledkov štúdia v JV časti Špicbergov potvrdil staršie názory niektorých autorov o zaľadnení rozsiahlych častí šelfu Barentsovho mora. Na základe nálezu erátik, zo smeru ľadovcových rýh a iných údajov predpokladá, že centrum würmského zaľadnenia sa nachádzalo v širšej oblasti Zeme kráľa Karola. Ľadovcový štít o hrúbke okolo 1500 m sa z týchto oblastí posúval na západ a JZ a presahoval dnešné obrysy Špicbergov, kde jeho hrúbka už bola značne menšia. Koncom pleistocénu došlo k rozpadu ľadovcového štítu na jednotlivé centrá, ktoré sa ďalej drobili, až napokon nástupom holocénneho obdobia asi pred 10–8000 rokmi ľadovce pravdepodobne úplne zanikli. O ústupových štádiách würmského zaľadnenia sme nachádzali doklady na niekoľkých miestach Kongsfjordu, ďalej v oblasti Bellsundu a priliehajúcich fjordoch vo forme ľadovcovo-morskej, prípadne deltovej akumulácie, ktorú zrezávajú holocénne terasy.

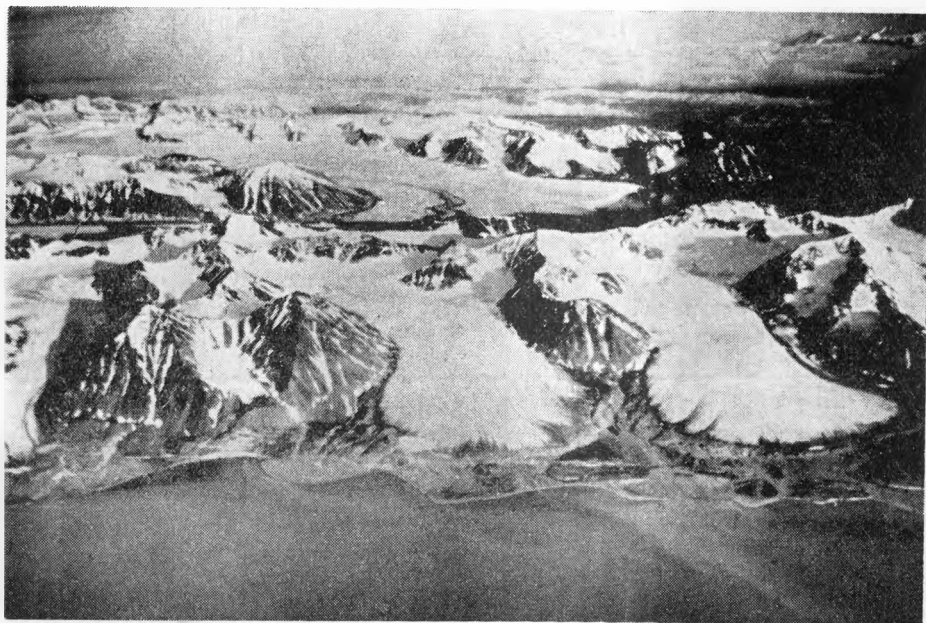
K tomu pristupujú aj morfológické dôkazy, napr. trógy, pri ktorých boli rozlíšené dva typy, ktoré zároveň odpovedajú dvom štádiám zaľadnenia. Starší typ, často bez ľadovcov, je silne modelovaný stráňovými procesmi a riečnou činnosťou, ako napr. Raindalen, Berceiusdalen a pod. Druhý typ má všetky znaky veľmi mladých trógov s ľadovcami. Niektorí ďalší autori, ako R. W. Feyling — Hanssen, J. Olsson (6) a W. Saks (17) sú taktiež zástancami názoru, že pleistocénne zaľadnenie zaniklo až v holocénskom klimatickom optime. Dostávame sa tak zároveň k súčasnému za-



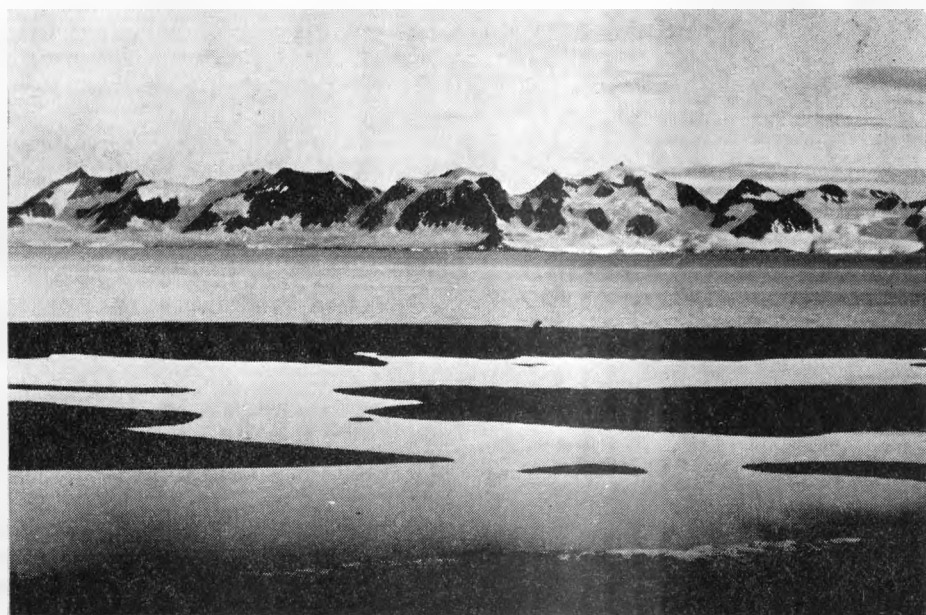
Obr. 1. Predkvartérny zarovnaný povrch JV od Barentsburgu. Samo banské sídlo sa rozprestiera na holocénnych morských terasách. Foto H. Gröndal.

ľadneniu, ktoré nastúpilo po holocénnom klimatickom optime, teda asi 3000 rokov pred našim letopočtom (2, 3, 22).

Na Špicbergoch rozoznávame niekoľko typov ľadovcov. V oblasti kaledonid sú najrozšírenejšie ľadovce dolinného typu, ktoré sú dlhé až 25 km a široké 1–10 km (obr. 2). Často vychádzajú z rozsiahlych ľadovcových polí. Vo východných častiach územia prevládajú ľadovce plošinného charakteru. Je mnoho kárových ľadovcov a napokon sú zastúpené aj úpätné (obr. 3). Hrúbka ľadovcov dosahuje maximálne okolo 250 m (22). Špicberské ľadovce patria do kategórie polárnych čiže chladných ľadovcov, ktoré nereagujú tak bezprostredne na klimatické zmeny ako ľadovce v miernych šírkach. V tejto súvislosti možno uviesť príklad z Barentsovho ostrova, kde dva ľadovce vychádzajúce z jedného firnového poľa mali v 30. rokoch nášho storočia rôzny rytmus pohybu. Kým ľadovec Duckwitz bol v štádiu postupu, ľadovec Freemana bol v štádiu recesie (1, 22). Štúdiom genézy holocénnych morén a ich vzťahu k čelám ľadovcov, resp. k morským terasám sa dochádza k zaujímavým poznatkom o pohybe ľadovcov a o ich reakcii na klimatické výkyvy. Tejto problematike sa v poslednom čase súbornejšie venoval najmä J. Szupryczyński (21, 22). Po nástupe ľadovcov po klimatickom optime a uložení čelných morén možno pozorovať ich ústup do dolín. Maximálny ústup spadá do obdobia 9. a 10. storočia. V tomto období došlo v Arktíde k zmierneniu klímy, o čom svedčí aj osídlenie JZ Grónska. Viacerí autori poznamenávajú, že po tomto období došlo opäť k ochladeniu klímy a s tým súvisel aj opätovný postup ľadovcov, ktorý zanechal svoje stopy v rozsiahlych morénových valoch. Maximálny rozsah ľadovcov na Špicbergoch sa datuje od druhej polovice 18. storočia a v 19. stor. Od začiatku nášho storočia sa množia v literatúre údaje o ústupe ľadovcov



Obr. 2. Pohľad na dolinné ľadovce Lovén s bočnými a čelnými morénami. V pozadí vpravo ľadovec Comfortless končiaci klifom v zálive Engels. Letecký snímok Norsk Polarinstitut Oslo.



Obr. 3. Úpätné ľadovce na ostrove Prins Karls Forland. Foto J. Kvitkovič.

v dôsledku zvýšenia strednej ročnej teploty v arktických oblastiach. Je zrejmé, že na uvedené zmeny najcitlivejšie reagujú ľadovce končiace strmým klifom vo vodách fjordov, kým ľadovce nedosahujúce more ustúpili pomerne nepatrne. Merania na ľadovci Nordenskiölda, ktorý sa končí klifom v Billefjorde, ukazujú, že za obdobie 1898—1963 ľadovec ustúpil o 595 m (19). Porovnaním starších literárnych údajov s dnešným priebehom čela ľadovca Fridtjovbreen vo Van Mijenfjorde sme zistili, že od začiatku storočia do roku 1968 sa jeho rozsah zmenšil skoro o 4,5 km. Najväčšie ústupy ľadovcov sú zaznamenané v oblasti Horsundu, kde čelá ľadovca Horna ustúpili od začiatku nášho storočia do roku 1964 o 11 km (19, 22) a čelá ľadovca Hamberga na východnom pobreží dokonca až o 15 km. Ďalší úbytok ľadovcovej hmoty v oblasti pod snežnou čiarou treba pripísať najmä účinkom ablácie, v dôsledku ktorej vznikajú na povrchu ľadovcov rôzne nerovnosti a sploštené čelá, najmä pri ľadovcoch končiacich na pevnine.

Osobitne širokú problematiku poskytuje štúdium morénovej akumulácie súčasných ľadovcov, najmä čo sa týka genézy, povrchových foriem a ich ústupových štádií.

Nápadným zjavom holocénneho obdobia sú terasy, ktoré vznikli činnosťou mora po rozpadnutí a zaniknutí rozsiahleho ľadovcového štítu. Dvíhaním súostrovia vznikli nad sebou v niekoľkých stupňoch. Najlepšie sú vyvinuté na západných a východných pobrežiach, kde sa abrázne účinky morských vln pričinením vetra zväčšovali. Pomerne najslabšie sú vyvinuté vo fjordoch S—J smeru. Podľa doterajších výskumov sa usudzuje, že holocénne terasy v centrálnych oblastiach Špicbergov neprekračujú výšku 80 m (22). Za bezpečne holocénne terasy možno považovať terasy, ktoré dosahujú do 60 m n. m. Pravda, vo východných častiach súostrovia, napr. v oblasti Zeme kráľa Karola, zaraďuje J. Büdel (3) morskú akumuláciu tzv. „Riegel sériu“, ktorú tu našiel vo výškach 123—145 m n. m., do staršieho holocénu. Povrch tejto akumulácie sa smerom na západ znižuje a na pobreží Storfjordu dosahuje už len okolo 60 m výšky (9). V niektorých dolinách Van Mijenfjordu a Van Kuelenfjordu sme našli príslušné ekvivalenty tejto akumulácie vo výškach okolo 70—80 m (Vassdallen). Holocénne terasy sú väčšinou abrázno-akumulačné. Hrúbka akumuláčnej pokrývky dosahuje prevažne 0,5 — 6,0 m. Je dosť bohatá na fosílie, najmä na molusca, menej už na kosti veľrýb a zvyšky kmeňov stromov donesených morskými prúdmi.

Čo sa týka vekového začlenenia, morské terasy boli najkomplexnejšie študované v oblasti Billefjordu R. W. Feyling — Hanssenom a J. Olssonom (5, 6, 7). Uvedení autori začlenili zvyšky najvyšších terás v rozpätí 60—96 m n. m. do neskorého glaciálu, kým terasy od 60 m nižšie do jednotlivých období holocénu. Ich vek určili jednak na základe fauny, jednak pomocou C<sup>14</sup>.

Holocénne terasy tvoria spravidla 4—8 stupňov nad sebou. Odhliadnuc od recentnej, prípadne subrecentnej terasy 2—4 m nad strednou hladinou mora sa dosť často vyskytuje prechodný stupeň 8—15 m, ktorý je väčšinou akumuláčny. Nachádza sa v útržkoch po oboch stranách fjordov. Rozsiahlejšia je 18—25 m akumuláčna terasa s príbojovými štrkami, rozšírená v oblasti Calypsobyen, Reinsletta v Kongsfjorde a ďalších fjordoch. Staršie holocénne terasy s výskytom dobre opracovaných štrkov sa vyskytujú v rozpätí 40—60 m n. m. Často sa končia strmým klifom. Uvedené terasy sú dosť rozľahlé, najmä na západných pobrežiach. Nad touto hranicou sa vyskytujú prevažne zvyšky abráznych terás s klifmi, ktoré v oblasti Horsundu vystupujú až do výšky 275 m n. m. (11). V literatúre sa vyskytujú dosť často zmienky o výskyte týchto terás miestami aj s ochudobnelými štrkami až do výšok okolo 300 m n. m. Zvyšky týchto starších terás s roztrúsenými štrkami sme našli tiež vo Van Kuelenfjorde na stráni Heimfjellhumapne vo výške okolo 270 m. Ide pravdepodobne už o interglaciálne terasy pleisto-

cénu. Medzi nimi sa často nachádzajú aj štruktúrne terasy viažúce sa na priebeh odolnejších vrstiev.

Zo skutočnosti, že jednotlivé terasy chýbajú a že medzi zachovalými terasami je obťažná výšková paralelizácia, napr. v oblasti Bellsundu, usudzujeme, že bol nerovnomerný pohyb jednotlivých blokov, či hrastí pozdĺž fjordov. Túto možnosť podporujú aj pozorovania súčasnej brehovej línie mora. V Krossfjorde a Kongsfjorde na niektorých miestach najnižšie terasy sú v dosahu prílivu mora. V SZ cípe ostrova Prins Karls Forland je nízka abrázna terasa s polygonálnou sieťou pri prílive zaplavovaná. V oblasti Bellsundu sú niektoré ľadovcové doliny sčasti vyplnené morskými a glaciálnymi sedimentmi, ktoré zasahujú pod súčasnú úroveň mora (18, 20). To poukazuje na výskyt diferencovaných pohybov v kvartéri.

V poslednom období sa dochádza k poznatkom o klenbovitom zdvíhaní súostrovia neotektonického založenia (pliocén-kvartér), ktoré bolo glaciostatickými pohybmi druhotne modifikované (14, 20). D. V. Semevskij predpokladá, že pliocénno-kvartérne pohyby tejto oblasti dosahujú maximálne 400 m.

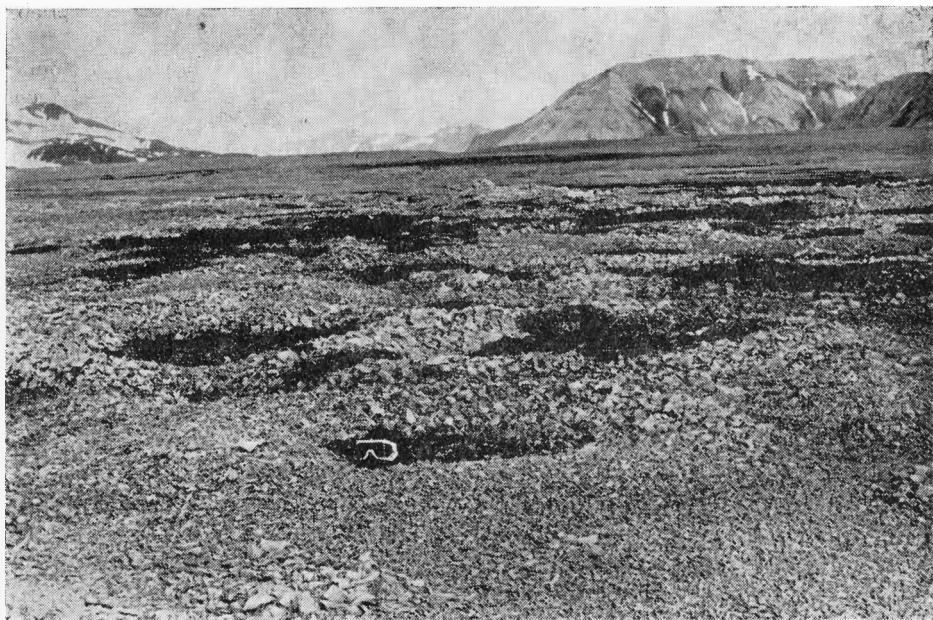
Intenzita zdvihov za posledných 5000 rokov je značne diferencovaná a má stúpajúcu tendenciu vo východnom smere. Najvyššiu, 50 m hodnotu dosahuje oblasť Zeme kráľa Karola (10, 20, 23).

V súvislosti so zaľadnením vystupuje ďalšia zvláštnosť arktickej krajiny, a to trvalo zamrznutá pôda — permafrost. Na Špicbergoch siaha do hĺbky až okolo 350 m (1). Z tohto dôvodu sa pri ťažbe uhlia nevyskytuje problém spodnej vody. Za krátkeho polárneho leta rozmrzá iba jej povrchová časť tzv. sezónna vrstva v priemere do hĺbky 0,5—1,0 m. Pri Ny Alesunde na povrchu 55 m terasy sme v auguste 1969 nenašli trvalo zamrznutú pôdu ani v hĺbke 2,15 m. Vysvetľujeme to jednak lepšou vodivosťou tepla v piesčito-ílovitom až piesčitom materiáli, jednak nedostatkom tundrového pokrovu na povrchu terasy. J. B ü d e l (1, 2) uvádza, že fenomén trvalo zamrznutej pôdy na Špicbergoch nezanikol ani v období holocénneho klimatického optima.

Na sezónnu vrstvu sa viažu v mrazovo-sutinovej, prípadne mrazovo-tundrovej zóne veľmi silné zvetrávacie a denudačné procesy, pravdepodobne najintenzívnejšie z procesov tohto druhu, ktoré sa vyskytujú na zemskom povrchu. J. B ü d e l (2) usudzuje, že v oblasti JV Špicbergov za posledných 15 000 rokov ustúpili stráne budované strednodolnými horninami najmenej o 15 m, kým na zarovnaných povrchoch za rovnaké obdobie odnos dosiahol len okolo 1 m.

Na morských terasách, zarovnaných povrchoch a miernych stráňach pod snežnou čiarou sa vyskytujú na pomerne veľkých plochách rôzne druhy štruktúrnych pôd, ktoré sú v popredí záujmu geografov na Špicbergoch už od prelomu nášho storočia. Na ich formovaní sa zúčastňuje vyše 10 fyzikálno-mechanických procesov, zvlášť v prechodných obdobiach, keď dochádza k častému zamŕzaniu a rozmŕzaniu sezónnej vrstvy pri teplotách okolo 0 °C. Z ich rozloženia na jednotlivých terasových stupňoch holocénu možno usudzovať, že k vzniku štruktúrnych pôd je potrebných niekoľko málo tisícročí.

Na terasách, ktorých sklony nepresahovali 2°, sa dosť často vyskytujú veľmi výrazné kamenité vence, ktorých slabo vyklenuté, prípadne ploché hlinito-úlomkovité jadro dosahuje veľkosť 1—2,5 m (obr. 4). Jeho kamenná obruba, široká do 0,5 m, vyčnieva 15—25 cm nad susedné okolie. Hlinito-úlomkovité jadro je často prestúpené ešte drobnou výsušnou alebo mrazovo-polygonálnou sieťou. Najkrajšie formy sme nachádzali najmä na terasách pri Calybsobyen a na terasách Kongsfjordu. Ako ukazujú kopané sondy, báza sezónnej vrstvy v polárnom lete zasahuje v hlinito-úlomkovitom jadre o niekoľko cm hlbšie ako pri kamenitej obrube. Pri ich vzniku sa významnou mierou uplatňujú kryoturbačné procesy. Na terasách s hlinito-ílovitým substrátom a tundrovým



Obr. 4. Kamenité vence na morských terasách SZ Špicbergov. Foto J. Kvitkovič.

porastom sa často vyskytujú podobné prstencovité, prípadne oválne formy, ale bez kamenitej obruby. Priemer jemnozemitých ostrovčekov dosahuje 0,5–1,5 m. V odbornej literatúre vystupujú pod termínom „Moosringe“, „Erdflecken“, „Pjatna“ a pod. V arktickej oblasti ZSSR sa tundry s výskytom tohto druhu štruktúrnych pôd nazývajú škvrnité tundry.

Ďalší druh štruktúrnych pôd, pri ktorom dôležitú úlohu majú kryoturbačné procesy a eolická činnosť, sú tzv. dláždené pôdy. Pekné príklady tohto druhu pôd sa vyskytujú na 8–12 m terase pri Sveagruva. Dlažbu tu vytvárajú prevažne doskovité úlomky terciérnych pieskovcov, ktorých povrch nesie stopy po eolickej činnosti.

Dosť časté sú tzv. polygonálne pôdy v užšom slova zmysle. Tvoria ich 4–6 uholníky o šírke nimi ohraničenej plochy a priemere 2–10 m. Polygonálnu sieť tvoria mrazom triedené úlomky hornín rôzneho kalibru a blokov. Nazývajú sa aj kamennými polygónmi. Ich jadro pozostáva z hlinito-úlomkovitej zeminy s výskytom trsov tráv, prípadne machových vankúšikov. V niektorých prípadoch je prestúpené sekundárnou miniatúrnou polygonálnou sieťou.

Podobné polygóny vytvára tzv. sieť mrazových klinov, prejavujúca sa markantne na povrchu dobre drenovaných terás s tundrovým pokrovom, ako napr. na terasách v Kongsfjorde, západne od ľadovca Blomstrandbreen, na terasách ostrova Akselöya a inde (obr. 5). Pravda, v polygonálnej sieti sa nevyskytujú mrazom zvržené úlomky hornín, ale sieť je vyplnená žilným ľadom, ktorý sa v priebehu polárneho leta v povrchovej časti roztápa, čím sa sieť prejavuje aj morfológicky 10–50 cm depresným znížením na povrchu terasy, ktoré dosahuje šírku 40–100 cm. Veľkosť centier zovretých polygonálnou sieťou mrazových klinov sa pohybuje v rozpätí 1,5–15 m. Nedosahujú veľkosť tzv. tajmýrskych polygónov. V našich nížinných a pahorkatinných oblastiach



Obr. 5. Morské terasy v SZ časti ostrova Prins Karls Forland. Na spodnej terase vidieť polygonálnu sieť mrazových klinov. Foto J. Kvitkovič.



Obr. 6. Brázdené pôdy v oblasti Ny Alesundu. Foto J. Kvitkovič.



Obr. 7. Solifunkčné terasky na polostrove Brögger SZ od Kjaerfiellet. Foto J. Kvitkovič.

sa podobná sieť už nevyskytuje. Zachovali sa iba mrazové klíny, ktoré nachádzame v stenách odkryvov.

Ako sme už uviedli, kamenné prstence, polygóny a ďalšie druhy štruktúrnych pôd, pri vzniku ktorých hlavnú úlohu majú kryoturbačné procesy, sa vyskytujú na polochých formách reliéfu, ktorých sklon nepresahuje  $2^{\circ}$ . Zväčšovaním sklonu dochádza postupne k deformovaniu pôvodných foriem, najmä za spolupôsobenia soliflukcie, splachu a k vzniku rôznych druhov brázdnených pôd, ako kamenných girland, kamenných pásov a pod. (obr. 6). J. B ü d e l (1, 2) uvádza názorné príklady týchto prechodných štádií z JV Špicbergov. Brázdnené pôdy sa na našom území najčastejšie vyskytovali na stráňach so sklonom  $5-25^{\circ}$ , čo odpovedá poznatkom uvedeného autora z JV Špicbergov. Na stráňach s výskytom bridličnatých a slienitých hornín, kde produktom mrazového zvetrávania je hlinito-piesčitý materiál s drobnejšími úlomkami, je častý výskyt soliflukčných terás, ktorých čelá sú vysoké 10–35 cm, porastené machovou vegetáciou s pestrými kvetmi, z ktorých vyniká najmä *Dryas octopetala*, *Cassiope tetragona*, *Saxifraga oppositifolia*, *Ranunculus-nivalis* a iné. Dolné časti strání sú v všeobecnosti pokryté soliflukčným pláštom tzv. zviazanej soliflukcie (obr. 7).

V menšej miere sa vyskytujú mikrosoliflukčné formy vyvolané ihlovitým ľadom (pipkrake), ktoré sú známe tiež z vysokohorských tropických regiónov, resp. zo subtropických oblastí. Pekné výskyty tohto druhu soliflukcie („pipkrake-solifluktion“, „kammeis-solifluktion“) viažúce sa iba na najvrchnejší 0,5–2,0 cm horizont sezónnej vrstvy sme nachádzali na terasách západne od Ny Alesundu a na stráňach dolín v oblasti Bröggerhalvöya. Pri vyhlbení rýh v týchto formách v auguste sme krištáliky ihlovitého ľadu už nenachádzali. Táto forma soliflukcie vzniká najmä v jarných mesiacoch, keď sa pri rozmŕzaní sezónnej vrstvy vyskytnú ešte neskoré mrazy.



Popri týchto formách sme venovali pozornosť aj ďalším kryogénnym javom, napr. tufurám, palsom, hydrolakolitom, termokrasu a colickej činnosti.

Na stráňach Krosfjordu a Brögerhalvöya sme študovali kryoplanačné terasy. Vystupujú jednak v horninách začlenených do formácie „Heckla Hoek“, jednak v oblasti rozšírenia mladopaleozických vápencov, dolomitov a paleogénnych pieskovecov. Väčšinou vytvárajú na stráňach úzke rímly o šírke niekoľko desiatok metrov a sklone 2–6°. Povrch terás pri styku s prilahlým strmým úkočím je pokrytý miestami drobnými úsypami zvetralín zelených, odpadnutých z vyšších polôh. Na povrchu terás vystupuje ďalej navetrané podložie a jednak soliflukčný pokrov. Vyskytujú sa prípady pokročilej deštrukcie kryoplanačných terás, z ktorých ostali iba izolované mrazové zruby so zvyškami plošiniek.

Riečna činnosť v arktických oblastiach sa značne odlišuje od činnosti v ostatných klimatických oblastiach. Rieky a bystriny tu majú veľkú schopnosť k hlbkovej a bočnej erózii. Poznáme to nakoniec aj pri našich riekach, ktoré v pleistocéne vytvorili široké terasové polia v niekoľkých stupňoch nad sebou. Rozľahlé nivy v kotlinách Váhu, Hrone, Hornáde a iných riekach sú tiež v podstate výtvorom riek vo würmskom glaciáli. V holocénnom období a v nich rieky len slabozarezali a ich činnosť sa prakticky sústreďuje na neširoké pásmo pozdĺž tokov. Táto erózna schopnosť riek v pleistocénnom období bola v nižších geografických šírkach práve tak, ako v súčasnosti v arktických oblastiach podmienená existenciou permafrostu, regelačných, ako aj príslušných stráňových procesov, najmä soliflukcie a splachu.

V období polárnej zimy rieky a bystriny v popredí ladovcov prestanú tiecť. V ich korytách a na nivách ostanú sem-tam kaluže vody, ktoré zamrzajú podobne ako dno rieky v celom jej profile. Regelačnými procesmi pri teplotách okolo 0 °C, najmä na sklونku jesene a zimy, sa rozdrobujú a nakypujú horniny v koryte, a tak majú rieky v období polárneho leta už značne uľahčenú prácu pri prehľbovaní svojich dien, s čím sa nestretáme v ostatných klimatických pásmach.

Tieto skutočnosti podnietili J. Büdela (4), aby z klimamorfologického hľadiska v dnešnej arktickej oblasti vyhraničil popri ladovcovej zóne ešte zónu excesívneho vzniku dolín (Exzessive Talbildungszone), ktorá sa z fyzikogeografického hľadiska v podstate kryje so zónou tundry.

#### LITERATÚRA

1. Büdel J., *Die Frostschutt-Zone Südost-Spitzbergens*. Colloquium Geographicum. Bd. 6. Bonn 1960. — 2. Büdel J., *Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barentsinsel*. Tagungsbericht und wissenschaft. Abhandl. des Deutschen Geographentages Köln. Wiesbaden 1962. — 3. Büdel J., *Die junge Landhebung Spitzbergens im Umkreis des Freeman-Sundes und der Olga-Strasse*. Würzburger Geogr. Arb. Heft 22/I. 1968. — 4. Büdel J., *Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone*. Würzburger Geogr. Arb. Heft 25. 1969. — 5. Feyling — Hanssen R. W., *Stratigraphy of the marine late — Pleistocene of Billefjorden, Vestspitsbergen*. „Norsk Polarinstitut Skrifte“. No. 107. Oslo 1955. — 6. Feyling — Hanssen R. W., Olsson I., *Five radiocarbon datings of postglacial shorelines in Central Spitsbergen*. Norsk Geografisk Tidsskr. Bd XVII. H. 1–4, Oslo 1959/60. — 7. Feyling — Hanssen R. W., *Korrelationnaja schema pozdnečetvertičnych odloženíi Norvegi*. Antropogennyj period v Arktike i Subarktike. Moskva 1965. — 8. Furrer G., *Untersuchungen am subnivale Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündner Alpen*. Geographica Helvetica XIV. Nr. 4. Bern 1959. — 9. Glaser U., *Junge Landhebung im Umkreis des Storfjord (SO-Spitzbergen)*. Würzburger Geogr. Arb. Heft 22/II. 1968. — 10. Grosvald M. G., Devirc A. L., Dobkina E. I., Semevskij

D. V., *Dviženija zemnoj kory i vozrast lednikovych stadij v rajone Špicbergena*. Geochimija No. 1. Moskva 1967.

11. Jahn A., *Postglacialny rozvoj wybrzeży Spitsbergenu*. Czasopismo Geograficzne. Tom XXX. Warszawa — Wrocław 1959. — 12. Klimaszewski M., *Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fjordem a Eidem-Bukta*. Zeszyty Naukowe Uniw. Jagiell., Prace Geograficzne, Seria nowa, z. 1, Kraków, 1960. — 13. Kosiba A., *Badania glaciologiczne na Spitsbergenie w lecie 1957 roku*. Przegl. Geofiz. R. 3 (11). Warszawa 1958. — 14. Lavrušin Ju. A., *Četvertičnyje otloženiya Špicbergena*. Izdatel'stvo „Nauka”. Moskva 1969. — 15. Marcinkiewicz A., *Podniesione tarasy nadmorskie południowego wybrzeża Bellsundu i fiordu Van Keulena między lodowcami Recherche i Hessa (zachodni Spitzbergen)*. Biul. Geol. t. 1. cz. 1. Warszawa 1961. — 16. Róžicki St. Z., *Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacialne na Ziemi Torella, Spitsbergen*, Biuletyn Peryglacjalny, Nr. 5, Łódź 1957. — 17. Saks W. H., *Četvertičnyj period v Sovetskoj Arktike*. Trudy Naučno-issledovatel'skogo Instituta Geologii Arktiki. 77. Leningrad-Moskva 1953. — 18. Semevskij D. V., Škatov E. P., *Geomorfologija zemli Nordenšelda (Zapadnyj Špicbergen)*. Materialy po geologii Špicbergena. Leningrad 1965. — 19. Semevskij D. V., Škatov E. P., *Sovremennoje otstupanije lednikov zapadnogo Špicbergena*. Materialy po geologii Špicbergena. Leningrad 1965. — 20. Semevskij D. V., *Neotektonika archipelaga Špicbergen*. Materialy po stratigrafii Špicbergena. Leningrad 1967.

21. Szupryczyński J., *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu*. Prace geograficzne Nr. 39. Państwowe wydawnictwo naukowe. Warszawa 1963. — 22. Szupryczyński J., *Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu*. Prace geograficzne Nr. 71. Państwowe wydawnictwo naukowe. Warszawa 1968. — 23. Šjutt V. (Švecija), Choppe G. (Švecija), Blejk V. mladšij (Kanada), Grosvald M. G. (ZSSR), *O rasprostranienii pozdneplejstocenovogo oledenienija v Evropejskoj Arktike*. Izvestija AH SSSR — serija geografičeskaja No. 5. Moskva 1968. — 24. Stäblein G., *Die pleistozäne Vereisung und ihre isostatischen Auswirkungen im Bereich des Bellsunds (West-Spitzbergen)*. Eiszeitalter u. Gegenwart. Band 20. Öhringen/Württ. 1969. — 25. Wirthmann A., *Die Landformen der Edge-Insel in Südostspitzbergen*. Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1959/60. Heft 2. Wiesbaden 1964.

Do redakcie došlo 1. 10 1970

Jozef Kvitkovič

## AKTUELLE GEOMORPHOLOGISCHE PROBLEME AUF SPITZBERGEN

Der Verfasser dieses Beitrags nahm an den glaziologisch-geomorphologischen Expeditionen nach Spitzbergen in den Sommern 1968 und 1969 teil. Sie wurden von Dr. U. Glaser vom Geographischen Institut der Universität Würzburg geleitet. Diese Expeditionen knüpften an die Forschungen an, die in den Jahren 1959, 1960 und 1967 unter der Leitung von Prof. J. Büdel in SO-Spitzbergen durchgeführt wurden.

Ich möchte Herrn Prof. Dr. J. Büdel und Dr. U. Glaser für die Einladung und Teilnahme an der Expedition herzlichen Dank ausdrücken.

Im Sommer 1968 arbeitete die Expedition im weiteren Gebiet des Bellsundes. 1969 wurden die Forschungen auf das Gebiet zwischen Kross-Fjord und St.-Johns-Fjord in NW-Spitzbergen ausgedehnt.

In diesem Aufsatz werden an Hand der Literatur die wichtigsten geomorphologischen Probleme behandelt. Ihrer Erforschung widmen sich Geographen mehrerer Nationen, die hiermit eine fruchtbare internationale Zusammenarbeit in der Praxis verwirklichen. Zu den wichtigsten geomorphologischen Problemen auf Spitzbergen gehören: die Erforschung präglazialer Verebnungsflächen, die pleistozäne und holozäne Vergletscherung mit den damit zusammenhängenden Fragen, die Entstehung und Verbreitung der marinen Terrassen und die Intensität der glazial-

isostatischen Bewegungen. Weiterhin gehören hierzu die umfangreichen Fragenkomplexe der Frostverwitterung unter den periglazialen Klimabedingungen, der Hangabtragungsprozesse und der Gesamtwirkung der holozänen Abtragung. Schon seit langer Zeit widmete sich die Forschung der Verbreitung und Genese verschiedener Typen von Frostmusterböden. Von Interesse sind auch die Fragen der Strukturmorphologie.

Die Expeditionen waren hauptsächlich dem Studium der marinen Terrassen gewidmet. Daneben wurden auch Formen untersucht, die Hinweise auf die letzte (Würm-) Vereisung, bzw. auf deren Rückzugsstadien gaben. Hierbei handelt es sich meist um ältere Moränen- bzw. Deltaaufschüttungen, die von holozänen Strandterrassen geschnitten werden.

Besonders vielfältig sind die Fragen, die sich beim Studium der rezenten Moränen ergeben, insbesondere im Hinblick auf ihre Genese, auf ihre Rückzugsstadien und auf ihre Beziehungen zu den marinen Terrassen.

Aus der weiträumigen Verfolgung der Strandterrassen kam man zu der Erkenntnis, daß im W Spitzbergens einzelne Schollen differenzierte Vertikalbewegungen zeigen.

Im Zusammenhang mit der Vereisung steht eine weitere Eigenart der arktischen Landschaft: der Dauerfrostboden, der auf Spitzbergen eine Tiefe von 200 — 350 m (1) erreicht. Die Auftautiefe im Verlauf des Polarsommers erreicht im allgemeinen eine Tiefe von 0,20—1,0 m. Stellenweise kann sie auch tiefer reichen, wie z. B. bei Ny Alesund, wo wir im August 1969 auf einer 55 m hohen Strandterrasse den Dauerfrostboden in 2,15 m Tiefe noch nicht erreichten. In der Tundrenzone wurden Verwitterungsformen einzelner Gesteinsarten, rezente Abtragungsprozesse, die Formen und die Verbreitung verschiedener Typen von Frostmusterformen studiert. Die Ausarbeitung und Veröffentlichung der Ergebnisse aus den oben erwähnten Fragenkreisen ist in nächster Zeit zu erwarten.

Aus dem Slowakischen übersetzt von A. Mišíková

Abb. 1. Vorquartäre Verebnungsflächen SE von Barentsburg. Die Bergbausiedlung erstreckt sich auf holozänen Strandterrassen. Foto H. Gröndal.

Abb. 2. Blick auf die Lovén-Gletscher mit Stirn- und Seitenmoränen. Im Hintergrund rechts der Comfortless-Gletscher, der mit einem Eiskliff in der Engelsbucht endet. Luftbild Norsk Polarinstitut, Oslo.

Abb. 3. Bergfußgletscher auf der Insel Prins-Karls-Forland. Foto J. Kvitkovič.

Abb. 4. Steinringe auf marinen Terrassen in NW-Spitzbergen. Foto J. Kvitkovič.

Abb. 5. Marine Terrassen (Strandterrassen) im NW-Teil von Prins-Karls-Forland. Auf der unteren Terrasse ist ein Polygonnetz zu sehen. Foto J. Kvitkovič.

Abb. 6. Steinstreifen im Gebiet von Ny Alesund. Foto J. Kvitkovič.

Abb. 7. Solifluktionsterrassen auf der Bröggerhalbinsel nordwestlich von Kjaerfiellet. Foto J. Kvitkovič.