

JAN KALVODA

ZALEDNĚNÍ HIMÁLAJE

J. Kalvoda: *The Glaciation of the Himalayas*. — Sborník ČSGS 84:3:212—216
The author took part in several expeditions to the Himalayas where he carried out geomorphological mapping, studied recent tectonic movements and the evolution of glaciation. In this paper he treats of the genesis, morphology and oscillations of glaciation and permanent snow-fields in some parts of the Himalayas in the Quarternary.

Rozšíření a typy horského zalednění himálajské větve pohoří Vysoké Asie jsou citlivými indikátory horopisných a klimatických podmínek. Vyhraňeným příkladem kontrastů je porovnání rozsahu ledovců Karákóram a Himálaje. V Karákóram ledovce pokrývají zhruba 10 %, zatímco v Himálaji pouze 3 % celkové plochy horstva. Složitě údolní ledovce Karákóram, často dlouhé přes 50 km, nejsou v Himálaji vyvinuty a dynamika ledových hmot je v těchto sousedních horských pásmech značně rozdílná. Současné zalednění Himálaje, u něhož odhad celkové plochy pokryté ledovými hmotami přesahuje 100 000 km², je tedy s přihlédnutím k nadmořské výšce, zeměpisné poloze, ploše reliéfu nad čarou věčného sněhu a k úhrnnému množství srážek poměrně malé. Hlavní příčiny spočívají v odstínění himálajského hřebene a jeho rozsoch vysokými horskými pásmy na J před hlavním náparem oceánického monzunového proudění, v převaze srážek v teplejším ročním období, v semiaridním chladném podnebí tibetské oblasti a v extrémní členitosti reliéfu. Délka údolních ledovců zřídka přesahuje 26 km, četné jsou ledovce visuté, lavinové a svahové. Úbytek ledových hmot nad čarou věčného sněhu podporuje spolu se strmostí stěn zejména silné sluneční záření a noční vyzářování tepla ze zemského povrchu (F. Loewe 1959 a další), které vede k vysoké sublimaci.

Recentní čára věčného sněhu leží na s. svazích Velkého Himálaje ve výšce 5 200—5 900 m (stoupá od Z k V), na j. svazích pak ve 4 300—5 600 m. V Kašmíru sestupují údolní ledovce až do 3 600—3 700 m, v Kumáúnu do 3 900—4 000 m, v Nepálu do 4 200—4 400 m a v Bhútánu do 4 500—4 600 m n. m. Na s. svahu horstva je spodní hranice zalednění průměrně o 700—800 m výše. Maximální relativní pokles čáry věčného sněhu v pleistocénu je odhadován na 2 000—2 600 m.

Regionálně jsou známá fakta o zalednění Himálaje rozložena velmi nerovnoměrně, tvoří však vcelku tématicky reprezentativní soubor. Nejlépe jsou popsány ledovce masívů Nangáparvatu, Mahálángúr Himál a Kančándžanga, velmi málo údajů je shromážděno o ledovcích Velkého Himálaje v západním Nepálu, Asámu, Sikkimu a Bhútánu. Významnými pracemi o zalednění Indického Himálaje jsou zejména studie R. Finsterwaldera (1937, 1938), S. Morawtze (1939), G. Wagnera (1962), N. Ahmada, H. B. Saxeny (1963), V. R. Rainy (1963), S. C. Boseho (1967, 1968), S. D. Kaushice (1965, 1966), K. Hewitta (1967), F. Ahmada (1972), N. R. Kara (1972) a S. V. Srikantiho, R. N. Pandhi (1972). Glaciolo-

gické jevy v Nepálském Himálaji jsou popsány zejména ve statích N. E. Odella (1925), H. Heubergera (1956), F. Millera (1958—1959), M. M. Millera (1964), M. R. Viviana (1970) a A. Rocheho (1973). V posledních letech byl zahájen systematický výzkum himálajských ledovců glaciologickou sekcí Geological Survey of India, jejíž hlavní centrum je v Laknau, stát Uttarpradéš.

Rozborem dosavadních poznatků o současném zalednění Himálaje lze načrtnout hlavní rysy morfologie a dynamiky ledovců i stálých sněhových polí. Údolní ledovce jsou polárního typu, s velmi pomalým pohybem ledových hmot v ablační části splazů, nepřevyšujícím ani u největších ledovců 100 m ročně. Sběrné plochy a bazény ledovců patří k nejvyšším na světě. Nad čarou věčného sněhu se nejvíce firnového sněhu vytváří z monzunových srážek v letních měsících, od června do září. Silné sluneční záření, nízká relativní vlhkost vzduchu a malé množství srážek výrazně ovlivňují glaciologický režim ledových a sněhových hmot. Ledovcové trhliny často ukazují dokonalé příčné profily vrstvami vytvořenými za posledních 20 až 60 let. Z nich je zřejmé, že zejména ve sběrných oblastech stále probíhal úbytek ledu sublimací, níže pak ablací. Na spodním okraji visutých ledovců a v ledopádech jsou většinou odkryty 10 až 20 m mocné posloupnosti i řady přechodů mezi povrchovou akumulací sněhu a plastickým modravým ledovcovým ledem.

Teplná bilance současných himálajských ledovců nasvědčuje, že arktický chladný typ ledových hmot (M. R. Vivian 1970) je omezen nad výšky 6 000 m. Rychlost pohybu ledovcových splazů nepřesahuje desítky metrů ročně (The movement . . . 1924, R. Finsterwalder 1937, K. Hewitt 1967 a další), přičemž probíhá stálý ústup jejich čel (foto 3) a zmenšování objemu. V ablační části ledovců je charakteristická téměř souvislá pokrývka sutí povrchových morén, trhlina-mi zdůrazněná členitost ledových hmot a drsná detailní struktura jejich povrchu s četnými séraky, kajcíníky, (nieve penitente) a ogivami. Skalní reliéf hřebenové části impozantních štítových masívů je podložím plošně rozsáhlých stálých firnových polí a ledových kůr. Jejich povrch má hrubě zrnitou strukturu vznikající korozí a sublimací, typické jsou stovky metrů dlouhé svislé rýhy a ostrá ledová žebra. Visuté ledovce leží na větších členitých ukloněných skalních plochách, sva-hové ledovce pak jsou vázány na denudační svahy se sklony až 40°.

Spádové křivky himálajských údolních ledovců (viz např. S. Morawetz 1939, W. Kick 1960, V. R. Raina 1963 a N. Ahmed, N. H. Hashini 1974), měřené od sedel či hřebenů horských masívů ke konci splazů, jsou výrazně nevyrovnané. Ve sběrné části klesají strmě, často mezi 40—70° (G. Wagner 1972, V. K. Raina et al. 1973) v ablační zóně jsou relativně ploché (A. P. Tewari, B. S. Jangpangi 1972, T. K. Kurien, M. M. Munshi 1975 a další), se sklony 1—12°. Podélné profily údolních ledovců a uspořádání fosilních morén naznačují, že se jejich oscilace projevují zejména změnou objemu ledových hmot splazů (H. J. Schneider 1959, S. V. Srikantia, R. N. Pandhi 1972) a pouze druhořadě kolísáním délky. Porovná-ní mladopleistocenních fosilních morén s recentními v horských masívech Dhau-lágiri, Annapúrny, Čho Oju, Čomolongmy a Makalu ukazuje, že úbytek mocnosti ledovcových splazů o 200—300 m odpovídá ústupu jejich čel pouze o 6—8 km. Ledovcové brány jsou vzácné, odtok tavných vod probíhá často již pod bočními morénami.

Destrukční činnost kvartérních ledovců (F. Ahmad 1972, G. Singh, D. P. Agarwal 1976) aextraglaciální mrazové procesy byly ve výškovém pásmu nad 4 000 m hlavními příčinami vzniku vysokohorského reliéfu Himálaje. V této fázi vývoje povrchových tvarů byly ledovci nejen respektovány staropleistocenní

a starší rysy členitého reliéfu. vyvíjejícího se horstva, ale i specifické kvartérní orogenetické změny tvárnosti horské klenby. Názory na sled oscilací a rozsah himálajského zalednění v pleistocénu se značně liší. Příčinami jsou nedostatečná informovanost o výskytu fosilních glacigenních jevů v řadě oblastí Velkého Himálaje a nejednotnost v posuzování stáří a vývoje nalezených akumulací. Navíc planetární změny podnebí probíhaly zejména v Centrálním a Východním Himálaji pomaleji než tektonické vyklenování hlavních horských masívů.

V Západním Himálaji proběhly pravděpodobně čtyři hlavní postupy ledovců (J. Kalvoda 1976), z nichž největší byl třetí ve středním pleistocénu. Geomorfologické údaje z Centrálního Himálaje naopak naznačují, že fáze nejsilnějšího zalednění zde nastoupila až v mladším pleistocénu a další významná transgrese horských ledovců byla zjištěna i v holocénu. Tato situace byla dokumentována a podrobně diskutována v práci J. Kalvody (1978) na příkladu horského masívu Mahálangúr Himál. Geomorfologickým mapováním oblasti Čomolongmy a jeho předpolí bylo odlišeno pět hlavních morénových stupňů, odpovídajících dílčím stadiím kvartérního horského zalednění. Recentní morénový stupeň zahrnuje sutě nesené ledovci a jejich značné množství je ukazatelem mohutné destrukce skalního reliéfu. Krátké nesouvislé morénové valy stupně Lingten jsou rozloženy mezi okraji ledovcových splazů a vnitřními svahy morén subrecentního stadia jako relikty recentní oscilace. Morény stupně Khumbu subrecentního stadia zalednění tvoří souvislý lem boků údolních ledovců, převyšují je o 80—120 m a uzavírají se v těsném předpolí jejich čel. Holocenní morénový stupeň Čangri vznikl při novém postupu pozůstatků mladopleistocenních ledovců. Mírně zvlněné a ploché hřbety holocenních morén leží 40—50 m nad povrchem současných ledovcových splazů mezi subrecentními morénovými valy a úpatími svahů a jsou téměř souvisle pokryty mechy a lišejníky. Nejstaršími zachovanými fosilními glacigenními akumulacemi jsou mohutné boční morény stupně Dusa z období svrchněpleistocenního stadia horského zalednění Mahálangúr Himál. Noří se pod mladší morénové stupně a jejich pokračováním jsou fluvio-glaciální sedimenty v údolí řeky Dudh kósí. Čelní morény mladopleistocenního stadia leží pouze 6—10 km před současnými ledovci a jsou profaty erozí tavných vod. Dosahují výšek až 200 m, přimykají se bezprostředně ke svahům údolí a jejich sutě mají vyvinutou až 2 cm mocnou kůru zvětrávání. Objem, umístění a tvary těchto morén nasvědčují, že jsou pozůstatkem nejsilnější etapy zalednění v Himálaji Východního Nepálu. Názvy morénových stupňů byly zvoleny podle typických lokalit horského pásma Mahálangúr Himál a byly použity také pro ekvivalentní morény Barunského ledovce (J. Kalvoda 1978) v horské skupině Khumbakarna Himál.

Vývoj horské klenby Velkého Himálaje probíhal od mladších třetihor ve znamení několika etap vrásnění, z nichž kvartérní fáze je pro tvárnost současného reliéfu velmi významná. Geologické pozadí dynamiky himálajského zalednění je mimořádně složité, stejně jako paleoklimatické rytmy celoplanetárního či regionálního rozsahu. Vznik ledovců centrální části horstva byl v pleistocénu úzce spojen s tektonickým vyklenováním i s vertikální složkou pohybu hmot vysokohimálajského příkrovu a jeho dílčích částí. Během kvartéru tak v nejvyšších horských masívech dosáhla celková amplituda zdvihu zhruba 4 000 m. Je pravděpodobné, že zalednění se ve starším a středním pleistocénu postupně šířilo od Z k V (srv. též údaje výše), z Karákóram do Nepálského Himálaje. Endogenní modelační procesy tak byly v kvartéru významnými faktory vzniku a oscilací himálajského zalednění; působily současně s hlavními klimatickými rytmy styčné oblasti mezi jihoasijskými oceánickými vzdušnými hmotami a vyhraněným kontinentálním podnebím Tibetské vysočiny.

Literatura:

- AHMAD N., SAXENA H. B. (1963): Glaciations of the Pindar River valley, southern Himalayas. *Journal of glaciology* 4, 3:471—476, Cambridge.
- AHMAD F. (1972): The age and correlation of the glacial deposits of the Himalayan region. In *Himalayan geology symposium 1963*, Geological survey of India, Miscellaneous publication 15, 101—110, Calcutta.
- AHMAD N., HASHINI N. H. (1974): Geological history of Kolahoi glacier, Kashmir, India. *Journal of glaciology* 13, 279—283, Cambridge.
- BOSE S. C. (1967): Upper Yamuna and upper Bhagirathi valleys (a contrast in glacial geomorphology). *Geographical review of India* 29, 50:41—46, Calcutta.
- BOSE S. C. (1968): Recent recession in Himalayan glaciers. 21st International geographical Congress, India 1968, 5 p.
- FINSTREWALDER R. (1937): Die Gletscher des Nanga Parbat. *Glaziologische Arbeiten der Deutschen Himalaya-Expedition 1934 und ihre Ergebnisse*. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 25, 57—108, Berlin.
- FINSTREWALDER R. (1938): Die geodätischen, gletscherkundlichen und geographischen Ergebnisse der Deutschen Himalaya Expedition zum Nanga Parbat. 292 p. Berlin.
- HEUBERGER H. (1956): Beobachtungen über die heutige und eiszeitliche Vergletscherung in Ostnepal. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 3, 3:349—364, Berlin.
- KALVODA J. (1976): The relief of the Himalayas and its recent modulation. *Rozprawy ČSAV* 86, 1—52 p., Praha.
- KALVODA J. (1978): The Quaternary history of the Barun glacier. *Věstník ÚÚG* 53, 6: 00—00, Praha.
- KAUSHIC S. D. (1965): A glaciological study of the Garhwal—Kumaun Himalaya. *Proceedings of the National Academy of Sciences India B* 35, 4:423—440, New Delhi.
- KAR N. R. (1972): Some aspects of pleistocene geomorphology of the Himalaya. In *Himalayan Geology Symposium 1963*, Geological survey of India, Miscellaneous publication No 15, 53—60, Calcutta.
- MILLER M. M. (1964): Glacio-meteorology on Mt. Everest in 1963: The Khumbu glacier of Chomolongma in northeastern Nepal. *Weatherwise* 17, 4:167—179, Boston.
- MORAWETZ S. (1939): Reliefenergie und Vergletscherung in der Nanga Parbat-Gruppe. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 26, 303—307, Berlin.
- MÜLLER F.: Acht Monate Gletscher- und Bodenforschung im Everest—Gebiet. *Berge der Welt*, 00:00:199—216. Zürich.
- ODELL N. E. (1925): Observations on the rocks and glaciers of Mount Everest. *Geographical journal* 66, 4:299—315, London.
- PILLEWITZER W. (1956): Der Rakhiot—Gletscher am Nanga Parbat im Jahre 1954. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 3, 181—194, Innsbruck.
- RAINER V. K. (1963): A note on some glaciological observations in the Garhwal Himalayas. *Indian Minerals* 17, 159—163, Calcutta.
- RAINA V. K. et al. (1973): Zemu glacier. *Record of the Geological survey of India* 105, 2:95—100, Calcutta.
- ROCHE A. (1954): The glaciers, snow and avalanches of Mount Everest. *Journal of glaciology* 2, 16:428—430, London.
- SRIKANTIA S. V., PANDHI R. N. (1972): Recession of the Barashigri glacier, Lahaul-spiti district, Punjab. In *Himalayan Geology Symposium 1963*, Geological survey of India, Miscellaneous publication 15, 97—100, Calcutta.
- VISSER P. C. (1935): Gletscherbeobachtungen im Karakorum. *Scherflächen und Gletscherschiebungen*. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 22, 1:20—45, Innsbruck.
- VIVIAN M. R. (1970): Sur quelques aspects de la glaciation himalayenne en Népal (1). *Bulletin de l'Association des géographes françaises* 379—380: 67—77, Paris.
- WAGNER G.: Diamirtal und Diamirgletscher: Geographische und glaziologische Beobachtungen am Nanga Parbat. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München* 47, 157—192, München.

THE GLACIATION OF THE HIMALAYAS

The distribution and types of glaciation of the Himalayas in High Asia are sensitive indicators of mountain-forming and climatic conditions. With regard to the altitude, the geographical situation, the relief area above the snow limit, and the total amount of precipitation, the present glaciation of the Himalayas is comparatively poor. The total area covered with ice exceeds 100 000 km², which represents about 3 % of the area of the whole mountain system. Most probably this is due to the fact that the high mountain chains situated in the south prevent the oceanic monsoon circulation from reaching the main Himalayan range and its valleys. It also may be caused by the precipitation concentrated predominantly to warmer periods, by the semiarid cool climate in the Tibet area as well as by an extremely rough relief.

The recent snow limit runs at an altitude of 5 200—5 900 m (rising from West to East) in the northern slopes of the High Himalayas, and at an altitude of 4 300—5 600 m in the southern slopes. Valley glaciers are of polar type, the ice sheet advancing only slowly in the ablation area of the ice tongues not exceeding 100 m per year even with the biggest glaciers. The length of the valley glaciers only occasionally exceeds 26 km many of them being of hanging, avalanche or slope types.

The glacier wastage above the snow limit is particularly favoured by the abruptness of the peak walls, by the intense sunshine and the nightly radiation of heat from the earth resulting in a strong sublimation. The arctic ice sheet is limited to altitudes above 6 000 m.

In the West Himalayas four main glacier advances took place in the Middle Pleistocene, the largest of which was the third in succession. In the Central and most probably also in the East Himalayas the phase of the most intense glaciation started as late as in the Earlier Pleistocene. Another important advance of glaciers took place also in the Holocene. The origin of glaciers in the central part of the mountain range in the Pleistocene—apart from the all-planetary climatic changes—was closely connected with the then latest phase of the Himalayan folding. The endogenous modelling processes played an important part in the oscillations of the Himalayan glaciation, being effective simultaneously with the main climatic oscillations existing in the sphere between South Asian oceanic air streams and the continental climate of the Tibet Highlands.

Translation by Z. Náglóvi

1. Sběrná oblast a počátek splazu údolního ledovce Barun, ležící ve výšce 6 000—6 200 m před jv. čelem masívu Čomolungmy. Laviny z visutých ledovců bezejmenného štítu s kótou 7 502 m významně přispívají k akumulaci ledových hmot v širokém bazénu.

(Foto J. Kalvoda)



2. Skupina visutých ledovců s stěn Peak III (6 236 m) s primárními tahovými trhlinami a výraznou eolickou modelací povrchu.

(Foto J. Kalvoda)





3. Odledňování svahů ve výšce 6 000—6 200 m v extrémně chladném a suchém pásmu hlavního hřebene Vysokého Himálaje s. od Makalu (granitový hlavní vrchol v pozadí), více než 500 m nad současnou čarou věčného sněhu.
(Foto J. Kalvoda)

4. Detail až 10 m vysokých ledových věží a drobných sublimáčnických tvarů na povrchu ledovce Čago.
(Foto J. Kalvoda)



5. Firnové a ledové desky s granitovým eluviem s. hřebene Makalu v pohledu z hlavního vrcholu (8 475 m).
(Foto M. Krššak)



6. Degradace ustupujícího splazu údolního ledovce Barun a počátek jeho souvislé povrchové morény v 5 400 m n. m.; v popředí je obnažena i subrecentní bazální moréna.
(Foto J. Kalvoda)

