

公益信託エスペック地球環境研究・技術資金  
平成 15 年度 助成金研究報告

地球温暖化によるヒマラヤ氷河湖の急速拡大と決壊洪水の将来予測に関する研究

平成 16 年 9 月

北海道大学大学院理学研究科

知北 和久

## 1. はじめに

小氷期(Little Ice Age)以後の氷河の後退・縮小によって、1950～1960年代にはヒマラヤの氷河末端上にあった100m長スケールの多くの湛水域(supraglacial ponds)が拡大を続けて併合しあい、現在では1km長スケールのモレーンで堰止められた湖にまで発達成長してきた(山田, 2000 参照)。この湖盆拡大は、現在、地球温暖化によって加速化されている可能性がある。中でも東ネパールのツォー・ロールパ(Tsho Rolpa)湖(湖面標高4580m)は、エンド・モレーンの決壊による洪水(Glacier Lake Outburst Flood; GLOF)が起こる可能性が最も高い氷河湖といわれる(Yamada, 1993, 山田, 2001)。海水位上昇に対する山岳氷河融解の寄与は、近年増加傾向にある(Braithwaite and Raper, 2002, Dyurgerov, 2003)。しかし、ヒマラヤ氷河の場合は、融解水がガンジス河やインダス河を通してインド洋へ流出すると同時に、氷河湖の決壊洪水が自然災害として起こることが問題である。

ここで議論の対象となる東ネパールのツォー・ロールパ湖とイムジャ(Imja)湖(湖面標高5010m)は、過去の拡大過程に関する観測によると、湖底下の氷体の融解と上流側で接する氷崖の崩落(カービング)で拡大しており、特にカービングが湖の急速成長(氷河の急激な縮退)を引き起こしている。ここでは、両湖の温度・濁度・密度構造を比較し、湖水の循環形態の違いとその原因について数値実験を試みた。

## 2. 風系と湖の構造

図1は、イムジャ湖とツォー・ロールパ湖の位置、湖盆図と気象観測点(M地点)、および湖内観測点の位置を示す。気象観測の中で、風向・風速はエンド・モレーンまたはこれに近いdead ice zoneの地上2.2m高で測定されている。両湖とも夏期の日中にはエンド・モレーンから氷崖に向かって湖長軸に沿い強い谷風が吹く(図2)。しかし、イムジャ湖では、エンド・モレーンやdead ice zoneが湖面より約20m高く、このため、dead ice zoneが障壁となって湖面上の風を弱める可能性がある。

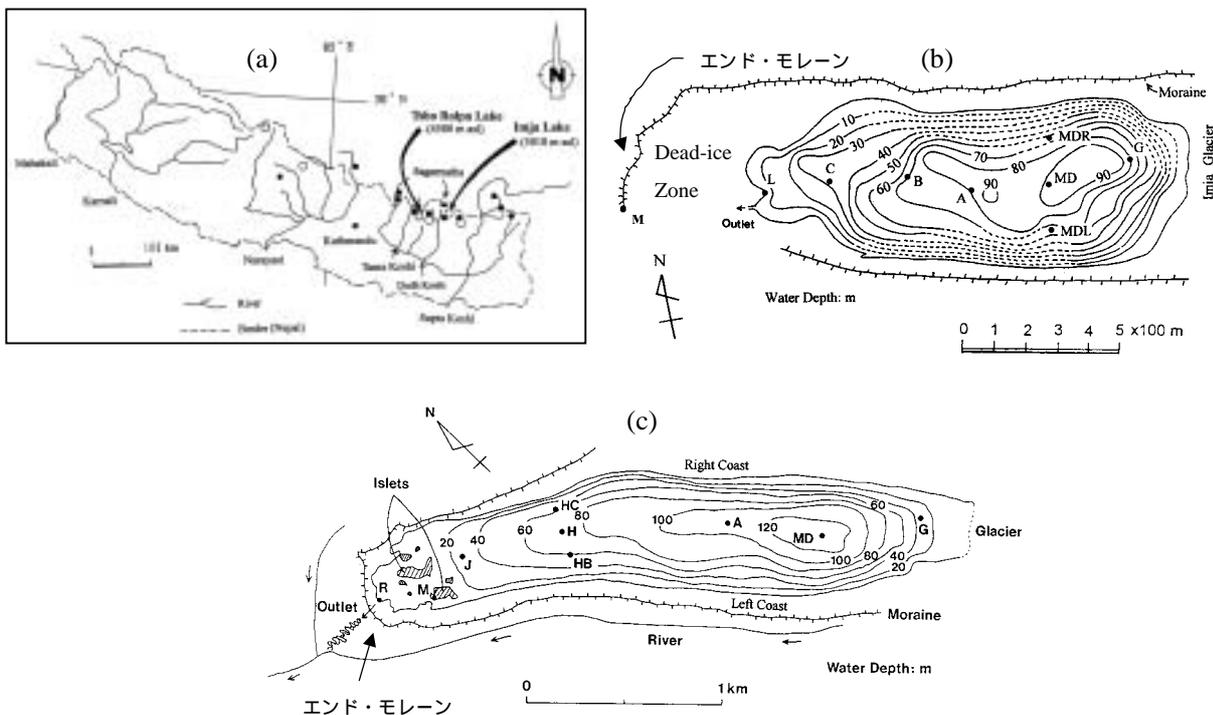


図1 (a)ネパール国におけるイムジャ(Imja)湖とツォー・ロールパ(Tsho Rolpa)湖の位置、(b) イムジャ湖と(c)ツォー・ロールパ湖の湖盆図と観測点の位置。

図2は、図1のM地点で測定された風ベクトルの1時間ごとの変動を示す。ここでは湖面に働く風応力を考慮して、風向きを風下方向にとっている。両湖のエンド・モレーン上の風系はほぼ共通で、降雨・無降雨に関係なく日中に強い谷風（日最大風速 3.6～8.6 m/s）が湖長軸に沿って吹き、夜間は弱い山風か無風となる。図2の期間の平均日最大風速は、ツォー・ロルパ湖で 6.4 m/s、イムジャ湖で 7.1 m/s である。

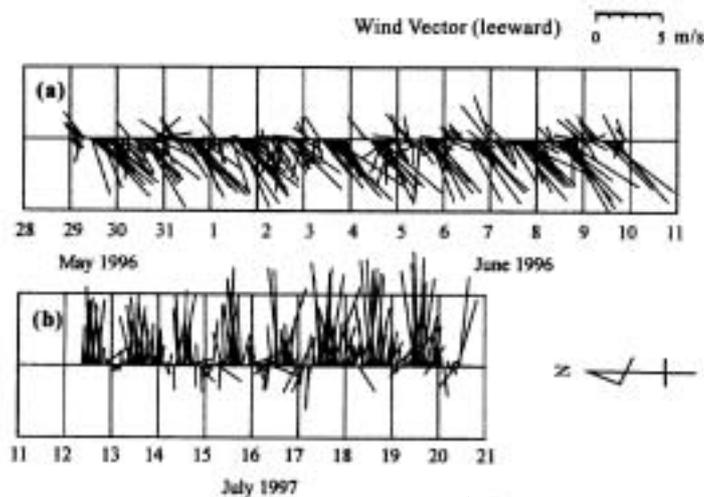


図2 (a)ツォー・ロルパ湖と(b)イムジャ湖のM地点で観測された風ベクトル。

図3は、図1の測定点に沿った両湖での水温・浮遊物質濃度(suspended sediment concentration; SSC)・密度残差の縦断分布を示す。なお、密度残差は、 $\sigma_t = (T_{CP} - 1000) \times 10$ で定義されている。ここで、 $T_{CP}$ は水温  $T$ 、浮遊物質濃度  $C$ 、圧力  $P$  を考慮した水の密度( $\text{kg/m}^3$ )である。両湖の湖水の大部分は水温 2.3～5 の範囲で、この場合の清水(clear water)の密度  $\rho_w$  は 999.95～1000.00  $\text{kg/m}^3$  の範囲である。湖水の浮遊物質は密度 2730～2760  $\text{kg/m}^3$  であり、多くが粘土やシルト(粒径 62.5  $\mu\text{m}$  以下)の無機的な鉱物粒子からなる。このため、一気圧下の水の密度は 0.1 g/l 以上の SSC 値で常に 1000  $\text{kg/m}^3$  を超えることになる。両湖の SSC 値は 0.08～0.9 g/l の範囲をとることから、湖水密度分布は水温よりもむしろ SSC の分布に依存する。なお、湖水には溶存物質はほとんど含まれず(0.1 mg/l 以下)、密度への影響は無視できる。図3aから、ツォー・ロルパ湖について次のことが指摘できる：

- (i) 水深約 25m までの表層で等 SSC・等密度の層が存在し、吹送流が強く混合の程度が大きいことを表す。
- (ii) 底層に現れる高い SSC を持つ冷水塊は懸濁底層流(sediment-laden underflow)の流れを表し、氷崖基部から高濁な融解水が流入して底層流が最深点まで及んでいる。
- (iii) 中層にみられるステップ状の密度不安定層は、懸濁底層流が一部分岐して中層密度流として貫入(intrusion)していることを示す。

図3bのイムジャ湖の場合について上の3点(i)～(iii)を検討すると、等密度の混合層(wind-mixed layer)が存在せず吹送流は励起されていないこと、氷崖基部から高濁な融解水の流入がないこと、流入土砂の供給がないこと、が上げられる。つまり、イムジャ湖では上の3項目の現象がどれも認められない。(i)に関して、イムジャ湖では4以上の高温層が水深 0～6m に集中して存在し、日射による吸熱の状態をそのまま保った分布をもつ。つまり、湖面上の風が非常に弱く混合層を形成するほどの

吹送流が起こらないといえる。この理由として、風上側にあるエンド・モレーンや dead ice zone が湖面より 10~25 m 高く (Chikita et al., 2000, 坂井・西村, 2003 参照), これが障壁となって強い谷風が湖面上を吹くことが抑制されていると考える。結局, イムジャ湖では吹送流による氷崖への熱輸送はほとんどなく, このため, 氷崖でのカービングの頻度も低いと考えられる。また, 全層で弱い密度成層(density stratification)の状態にあり, 密度不安定の層がみられない。これは, 氷崖基部や周囲から活発な土砂供給がないことを意味する。

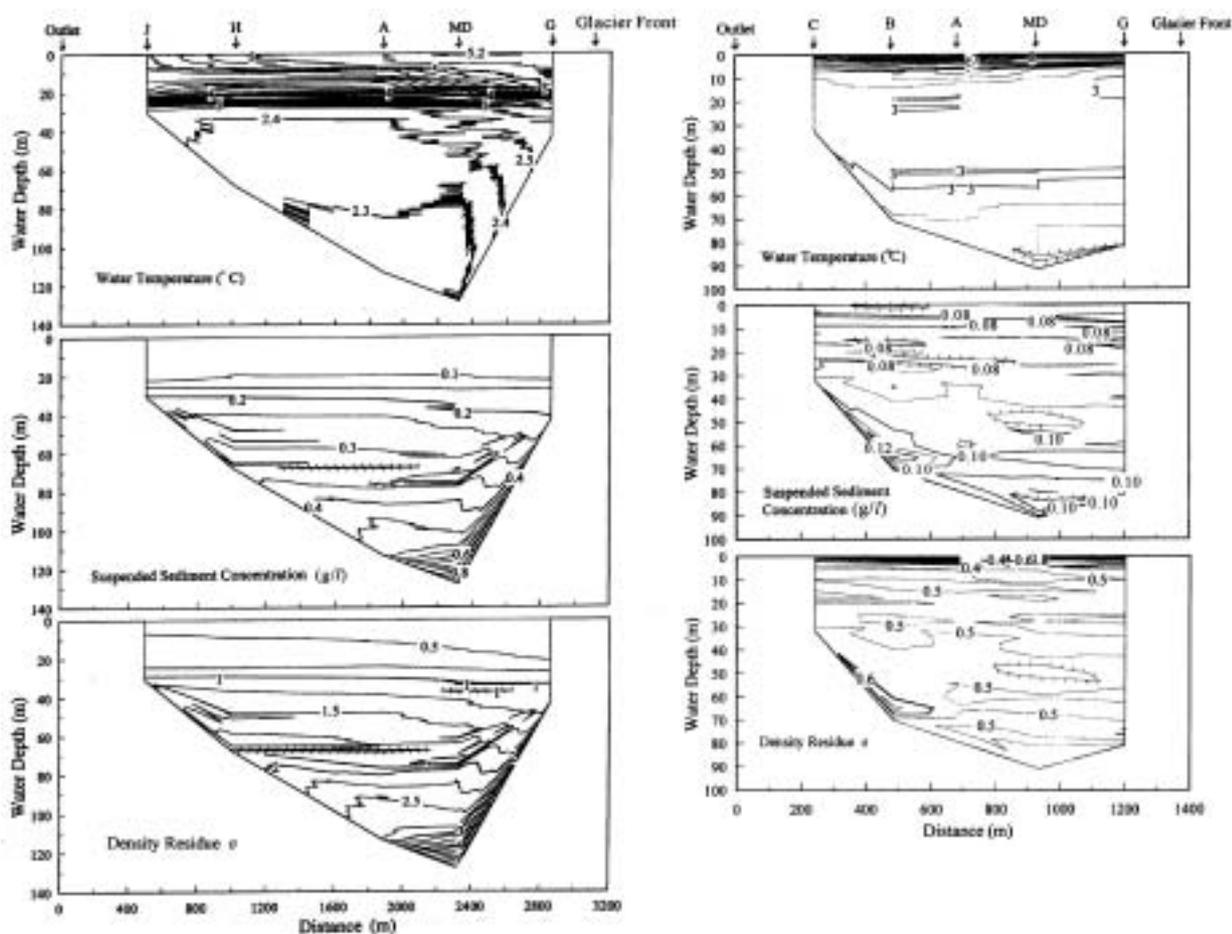


図3 (a)ツォー・ロルパ湖と(b)イムジャ湖の水温・SSC・密度偏差 の縦断図。

上記の項目(i)について、ツォー・ロルパ湖の場合は湖がエンド・モレーン側にも拡大成長し、現在は湖水が直接エンド・モレーンに接した状態にある。このエンド・モレーンの高さは、湖面とほとんど変わらない。つまり、湖面がエンド・モレーン側からの強い谷風を直接受けるような地形構造を持つ。このため、吹送流による氷崖への熱輸送がさかんで、氷崖でのカービングも顕著であるといえる。実際、ツォー・ロルパ湖の拡大速度  $0.033 \text{ km}^2/\text{年}$  はイムジャ湖の約 1.7 倍であり (Yamada, 1993, Sakai et al., 2000), これはカービングの発生頻度の違いによると考えられる。

### 3. 湖水流動系

湖流観測は、これまでツォー・ロルパ湖でのみ (1996年5月~6月) 行われている (Chikita et al., 1999)。このため、今後の氷河湖の湖流観測の参考として、その湖流場について少し詳細に取り上げてみる。

図4は、図3aとA地点、G地点とH地点での流速・水温・濁度の連続記録から導かれたツォー・ロルバ湖の湖流場の概念図である(Chikita et al., 1999 参照)。強い谷風(北西風)が日射によって暖められた表層水を氷崖へ運んで基部を融解し、これがカービングを引き起こす要因となっている。水深25 m付近には水温躍層(弱い密度躍層(pycnocline)に対応)があり、ここを下界面とした鉛直循環が起こっている。氷崖の融解によって冷やされた水塊は一部は氷崖基部からの融解流入水と混合し、下界面付近の補償流によって下流方向に運ばれ流出口から排出される。つまり、氷崖融解に対しては極めて効率のよい熱循環系が確立されていることになる。他方、氷崖基部から流入した高濁融解水は、氷崖融解で冷やされた水塊の一部と混合しながら懸濁底層流(sediment-laden underflow)を発生させる。この流れは、湖下層を密度安定の状態にさせる。また、懸濁底層流は、流下中にその上界面での摩擦で周囲の水を連行(entrainment)して内部が密度不安定になり、分岐現象(bifurcation)を引き起こす。分岐した流れは、自身と等密度の水深を懸濁中層流(suspension interflow)として貫入(intrusion)する。このように、懸濁底層流は氷崖基部に流入した融解水の浮遊物質を湖内の広領域に移流拡散させる役割をもつ。この移流拡散により下層は広領域で密度安定となり、風による混合層をより上部へ閉じこめる役割をもつ。また、下層での浮遊物質の移流拡散に伴い混合層の熱も下層で移流拡散し、これによって湖底下の氷体融解が促進される。水温躍層がある混合層下面には密度躍層(pycnocline)があるが、安定度は弱い。このため、密度躍層を通して運動量の輸送があり、下層での浮遊物質や熱の移流拡散は湖水の流出口に近づくと徐々に強化される、と考えられる。結局、氷体融解で冷やされた全ての水塊が流出口を通して排出されることになる。

なお、吹き寄せによって下界面が変位しない横断線が節(ふし; node)であり、これはA地点より氷崖方向のおそらく最深点付近に存在する。相対的に高温な混合層が氷崖でどの水深まで影響するのは、混合層の厚さと節の位置で決まる。このため、節の位置は湖底下の氷体融解や氷崖からの高濁融解水との混合に関する重要なファクターである。

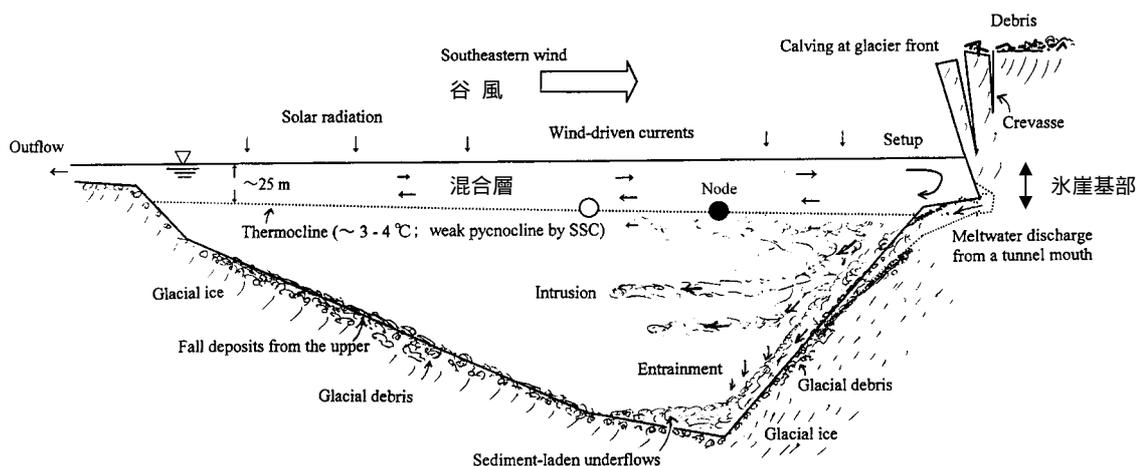


図4 ツォー・ロルバ湖で観測された湖水流動系の模式図

#### 4. 地形的要因の検討

これまでの議論で、両湖のエンド・モレーン上の風系は類似しているが、イムジャ湖ではエンド・モレーンや dead ice zone が湖面より高く、これが障壁となって風下の湖面上風速が減少し混合状態が弱いことを指摘した。このエンド・モレーンや dead ice zone の谷風に対する障壁効果を検証するため、

ここでは気流の振る舞いに対する 3 次元数値実験を行った結果について紹介する(Chikita, 2004). 用いた CFD(数値流体力学)プログラムは, 英国 CHAM 社の PHOENICS ver. 3.5 である. なお, ここでは谷風の影響が大きいツォー・ロールバ湖の結果を基準とし, この計算結果と地形や湖面長を変えた結果とを比較検討する.

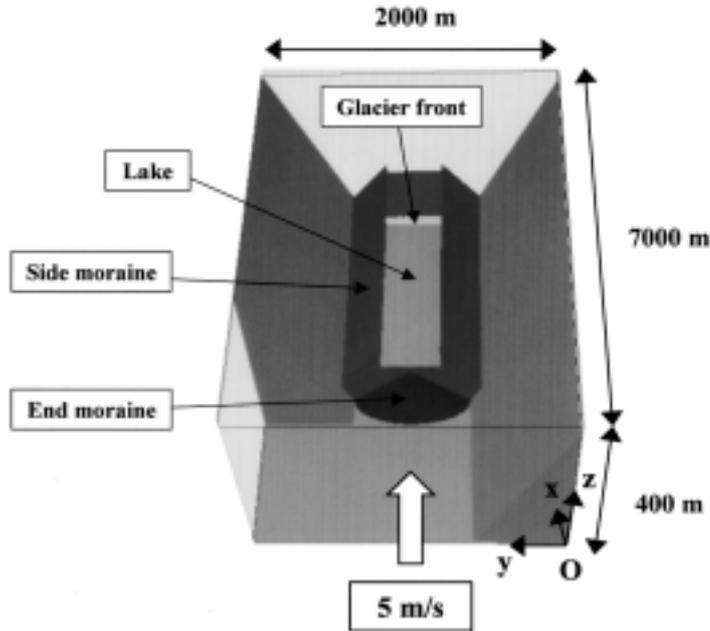


図 5 気流の三次元数値実験に使われた地形モデル

図 5 は, 計算領域 ( $x \times y \times z = 7000 \text{ m} \times 2000 \text{ m} \times 400 \text{ m}$ ) に置かれたツォー・ロールバ湖と周辺地形の模型を示す. ここで, 湖長軸の長さや幅は図 1c に対応してほぼ実際のスケールを与えている(表 1). ただし, 水深は平均値 50m を与えた. また, エンド・モレーンの大きさや湖面からの高さ, およびサイド・モレーンや氷崖の湖面からの高さについては現地測量の結果に符合したスケールに合わせている. モレーンの周辺地形については, 1997 年 5 万分の一地形図を参考に, 同じ斜面勾配・斜面長を与えている. なお, 地形表面は湖面も含め滑面とし, 粗度高さ(roughness height)はほぼゼロと

表 1 数値実験に用いた地形パラメーターと計算結果(湖面上風速の平均値と最大値).

ケース	湖のスケール $X \times Y \times Z$ (m)	エンド・モレーンの高さ (m)	エンド・モレーン頂部 ~ 湖面の高さ(m)	サイド・モレーン頂部 ~ 湖面の高さ(m)	湖面上 2m での風速	
					平均値 (m/s)	最大値 (m/s)
(a)	3100 × 400 × 50	150	0	70	4.5	6.2
(b)	3100 × 400 × 50	150	20	70	3.1	3.8
(c)	1200 × 400 × 50	150	0	70	3.7	5.0

している. 高山の大気条件として, 標準気圧 0.6 atm, 気温 5, 空気密度  $0.75 \text{ kg/m}^3$  とした中立大気考えた. また, 気流は湖長軸に平行に, 実際の谷風の日最大値に近い一定速度 5 m/s をエンド・モレーンの風上側から与えている. ここでの計算は定常計算であり, 運動方程式と連続式をコントロール・ボリュームで積分した式を変形し, これを完全陰解法とハイブリッド法で線形・離散化した式を解いている. 求める量は風速三成分と圧力であるが, ここでは風速についてのみ議論する. なお,

計算領域での基本グリッド数は  $x \times y \times z = 70 \times 70 \times 40$  である。計算は、ツォー・ロルパ湖での気象観測結果に符合した状態で収束するまで繰り返し行った。

さらに、エンド・モレーンの湖面上風速に与える地形効果と湖面スケールの影響をみるため、図5の模型について、イムジャ湖に対応してエンド・モレーンを湖面から 20 m 高に変えた場合（ケース (b)）と湖面長軸の長さを 1200 m にした場合（ケース(c)）についても計算した（表 1）。これらの計算は、モレーン上方の離れた点でケース(a)の結果と同様の風速になるまで繰り返し計算した。

図 6 に、計算で得られた湖面から 2 m 高における湖と周囲の風速 (m/s) の水平分布を示す。結果として、ツォー・ロルパ湖に対応するケース(a)では、湖の下流端から約 2200 m 風下側まで 4 m/s 以上の風速を持つ(図 6a)。これに対し、ケース(b)ではほとんどの領域で 3 m/s 以下の値をとる(図 6b)。また、ケース(a)の湖面長を 1200m にしたケース(c)では、ほとんどの領域で 4 m/s 以下となった(図 6c)。表 1 に、図 6 の水平分布に対応した湖上での風速の平均値・最大値を示す。平均値で比較すると、ケース(b)とケース(c)はケース(a)よりもそれぞれ 31%、18%減少した。これから、吹送距離が 3100m から 1200m へ 61%減少しても、エンド・モレーンのわずかな上昇による障壁効果の方が風速減少に効果があることがわかる。以上から、イムジャ湖で混合層が存在しない理由は、風上側の dead ice zone やエンド・モレーンの障壁効果と吹送距離が短いという両方の効果で湖面上風速が弱いためと結論される。

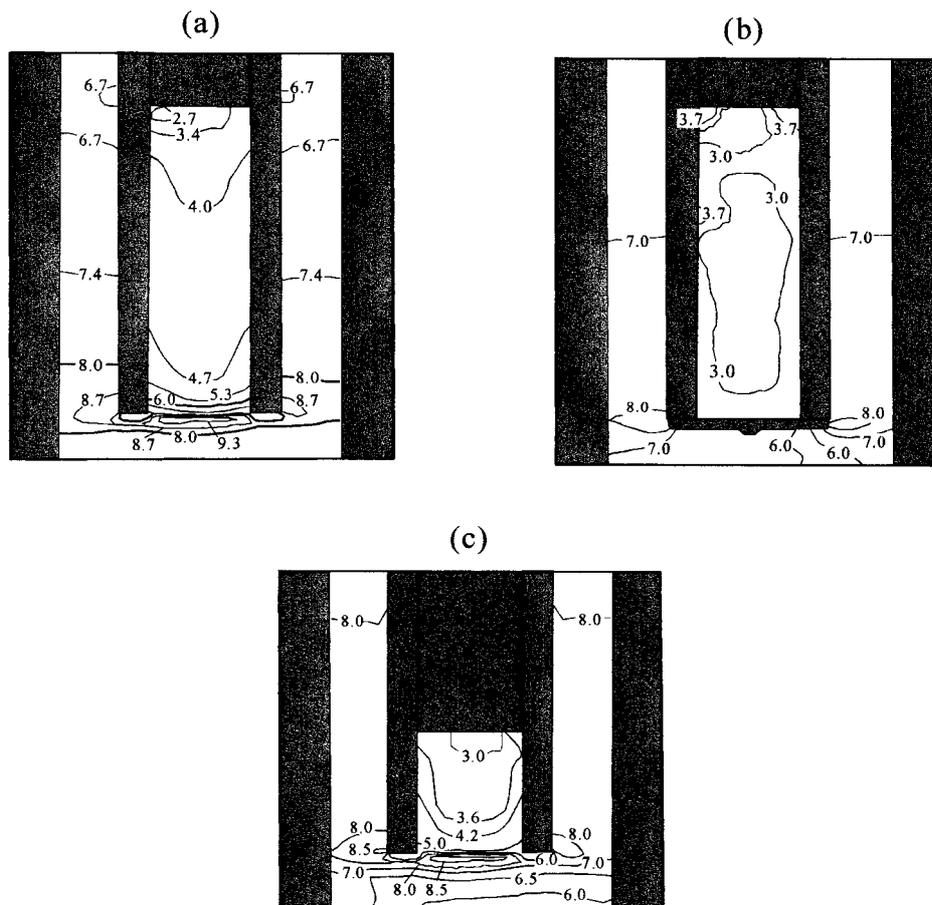


図 6 計算された湖面から 2 m 高での風速分布 (単位 m/s). (a) エンド・モレーン頂部の高さが湖面と同じ場合 ,(b)エンド・モレーンが湖面より 20 m 高い場合 ,(c) (a)において湖面長が 1200 m の場合 .

## 5 . 今後の課題

今回対象の2つの氷河湖は、現在も拡大を続けている湖面の長軸長さ 1km 以上、湖水面積約 1 km<sup>2</sup> をもつ規模の大きな湖である。氷河湖拡大の機構を知るには、氷崖を含む湖盆壁の氷体融解に対し日射吸収熱が湖盆拡大に伴って湖内でどのような輸送循環形態をとるのかを明らかにする必要がある。これに関して、今後は風速分布、融解水流入、湛水流出、カービング、湖水流動を考慮して、氷河上池沼の拡大過程を再現できるような数値実験を行う必要がある。このとき、計算結果が衛星画像などでとらえた湖面拡大の歴史を説明できるものでなければならない。つまり、拡大機構を知るには長期的な拡大過程の再現を伴う必要があり、このとき拡大の将来予測も可能となる。

## 引用文献

- Braithwaite, R. J. and Raper, S. C. B., 2002: Glaciers and their contribution to sea level change. *Physics and Chemistry of the Earth*, **27**, 1445-1454.
- Chikita, K., Jha, J. and Yamada, T., 1999: Hydrodynamics of a supraglacial lake and its effect on the basin expansion: Tsho Rolpa, Rolwaling Valley, Nepal Himalaya. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, **31**, 58-70.
- Chikita, K., Joshi, S. P., Jha, J. and Hasegawa, H., 2000: Hydrological and thermal regimes in a supraglacial lake: Imja, Khumbu, Nepal Himalaya. *Hydrological Sciences Journal*, **45**, 507-521.
- Chikita, K. A., 2004: The expansion mechanism of Himalayan supraglacial lakes: Observations and modeling. *Himalayan Journal of Sciences*, **21**, 118-120.
- Dyrgerov, M., 2003. Mountain and subpolar glaciers show an increase in sensitivity to climate warming and intensification of the water cycle. *Journal of Hydrology*, **282**, 164-176.
- Sakai, A., Chikita, K. and Yamada, T., 2000: Expansion of a moraine-dammed glacial lake, Tsho Rolpa, in Rolwaling Himal, Nepal Himalaya. *Limnology and Oceanography*, **45**, 1401-1408.
- 坂井亜規子・西村浩一, 2003: Imja 氷河湖の拡大について . 平成 14 年度北海道大学低温科学研究所共同研究集会報告書 氷河湖に関する研究集会 , p. 1-9.
- Yamada, T., 1993: Glacier lakes and their outburst floods in the Nepal Himalaya. Report of Water and Energy Commission Secretariat (WECS), Kathmandu, Nepal, 37 pp.
- 山田知充, 2000:ネパールの氷河湖決壊洪水 . 雪氷 , **62**, 137-147.
- 山田知充, 2001:モレーン堰き止め氷河湖の拡大と気象・水文・熱環境 . 雪氷 , **63**, 223-243.