

シベリア・アルタイ山脈ベルーハ山
アイスコアにおける気候指標に関する研究

(Study on climatic proxies in ice cores from
Mt. Belukha, Siberian Altai)

岡本 祥子

(OKAMOTO, Sachiko)

名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻学位論文 博士（理学）

2012 年

主論文の要旨

氷河や氷床には、過去から現在までに降り積もった雪が圧密されてできた氷が堆積し、風送塵起源の土壌粒子や有機物、海塩・火山・地球外物質起源のエアロゾルなどが保存されている。このため、アイスコアを掘削、解析することによって過去の気候や環境を明らかにすることができる。

アイスコアから気温を復元する方法としては、これまで主に酸素・水素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$ ・ δD) が用いられ、南極やグリーンランドの深層アイスコア研究によって、過去数十万年スケールの気候変動が解明されている。しかしながら、中・低緯度域の降水に含まれる水安定同位体比は、降水の季節性や水蒸気起源の変化により解釈が難しく、気温との関係は場所によっては必ずしも確立されたものではない。一方で、氷の物理的構造は、これまでの研究例こそ少ないものの、その場の環境を反映して形成されるため、気温とは一対一対応関係と考えられる。そこで、本研究では、シベリア・アルタイ山脈ペルーハ山で掘削されたアイスコアにおいて、融解氷層、結晶粒径と観測データとを比較することによって、気候指標としての妥当性の検討し、それらを用いた過去 800 年の気候復元をおこなった。アイスコアの年代は、上部 48.25 m においては飛来する季節が異なる花粉の堆積順序に基づき年層を区切り、トリチウムピーク (1963 年) を示準層とした。それよりも深い部分では結晶粒径の季節変動をカウントし、大規模火山噴火シグナルである ex-SO_4^{2-} ピークを示準層とした。その結果、表面から 154.27 m 深は 1210 年から 2003 年の積雪に相当する推定した。

隣の鞍部で掘削されたスイス-ロシアグループのアイスコアの結果と比較をおこなっ

た結果、二つのコアから復元された年間涵養量の間には有意な関係性は見出せなかったが、年層中の融解氷層の割合 (MFP) においては、有意な相関が見られた ($r = 0.50, p < 0.001$)。さらに、MFP の変動は、90 km 北東に位置する氷河の末端後退速度とも一致していた。これらの結果より、年間涵養量は風や地形の影響を受けて異なるのに対し、融解氷層には対象地域の夏季気温の変動が保存されていることが確認できた。

アイスコア上部 48.25 m においては、融解氷層を用いた三つの方法で夏季気温復元をおこなった。年層内の融解氷層の厚さの合計の回帰式よりも、年層内の融解氷層の厚さの合計と年間涵養量の逆数の重回帰式を用いることによって夏季気温の変動が精度よく復元できた。ここでの年間涵養量の逆数は日射の代替指標である。また、スイス-ロシアグループが用いた融解氷層と融解水量と夏季気温の経験式を用いた復元では、気温が低く出すぎるということがわかった。これは用いた融解水量と夏季気温の経験式が消耗域での観測結果を含んでいることが原因であると考えられる。

アイスコア 48.25 m よりも下部においては、有効結晶面積 (不純物の影響を除いた初期結晶断面積の中央値を標準化したもの) を用いた気候復元をおこなった。有効結晶面積とバルナウル気象観測所の気温データから推定した掘削地の 5-9 月平均気温との間には年々で有意な相関があり ($r = 0.21, p < 0.05$)、この有効結晶面積が気温指標として用いることができることが確認できた。

本研究で用いたアイスコア中の酸素同位体比とアッケム気象観測所の気温データから推定した掘削地の気温との間には有意な関係性は見られなかった。しかしながら、酸素同位体比と涵養量との間には強い相関が見られた ($r = 0.32, p < 0.001$)。このことは、涵養量すなわち夏季の降水量が増加すると、年間の降水のうちの重い酸素同位体比を持つ夏季の降水の割合が増加するため、年平均の酸素同位体比が重くなることを表していると考えられ

る。ゆえに、本研究で対象としたアイスコア中の酸素同位体比は、スイス-ロシアグループのアイスコア中の酸素同位体比とは異なり、気温ではなく夏季降水量の変動を反映していると考えられる。

太陽活動と酸素同位体比の間には強い負の相関があり ($r = -0.29, p < 0.001$)、太陽活動と涵養量の間にも負の相関があった ($r = -0.20, p < 0.05$)。これらの関係は、太陽活動が活発になることによって、主な水蒸気供給起源である重い同位体比を持つ西からの供給が減ることによって、涵養量が減って、軽い同位体比を持つ再循環されてきた降水の割合が増え、年平均での酸素同位体比も軽くなるということを示していると考えられる。

観測データを用いて気温と降水量の変化が酸素同位体比に与える影響を見積もった。気温が $1 \sigma_{\text{JJA}}$ °C 変化した場合の酸素同位体比の変化は $0.66 \pm 0.27 \text{ ‰}$ 、降水が $1 \sigma_{\text{JJA,P}}$ mm 変化した場合の酸素同位体比の変化は 0.40 ‰ と見積もることができた。したがって、降水量の変化が酸素同位体比に与える影響は、気温の変化が与える影響と同程度であり、決して無視できる量ではないことがわかる。スイス-ロシアグループは、太陽活動の変動が気温を通して酸素同位体比にその痕跡を残していると述べているが、太陽活動の変動が降水量を通して酸素同位体比にその痕跡を残しているという可能性も考慮する必要がある。

目次

第1章 緒言	1
第2章 概要	
2.1. 対象地域	5
2.2. アイスコア概要	6
2.3. スイス-ロシアグループのアイスコア	9
第3章 解析手法	
3.1. 層位解析	
3.1.1. 目視による層位解析	12
3.1.2. 片薄片による層位解析	13
3.2. 花粉分析	
3.3. 酸素・水素安定同位対比, 化学主成分, トリチウム分析	15
3.4. 気象データ	17
3.5. 年代決定	
3.5.1. 花粉による年代決定	21
3.5.2. 結晶粒径による年代決定	22
3.6. 涵養量の補正	23
3.7. 融解氷層による夏季気温復元	24
3.8. 結晶の成長	26
3.9. 干ばつ指数	30

第4章	結果	
4.1.	年代決定	32
4.2.	層位解析	38
4.3.	スイス-ロシアグループとの比較	42
4.4.	涵養量の復元	45
4.5.	夏季気温復元	
4.5.1.	融解氷層を用いた復元	48
4.5.2.	結晶粒径を用いた復元	51
4.6.	水環境復元	56
第5章	議論	
5.1.	夏季気温復元	58
5.2.	太陽活動と気候指標の関係	
5.2.1.	太陽活動と水安定同位体比, 涵養量の関係	60
5.2.2.	気温, 降水量の変化が酸素同位体比へ与える影響	64
5.3.	他の気候復元結果との比較	66
第6章	結語	69
	謝辞	72
	参考文献	74

第 2 章 概要

2.1. 対象地域

本研究で対象としたシベリア・アルタイ山脈はユーラシア大陸の中央部に位置し、中央アジアの北縁にあたる (図 1)。シベリア・アルタイ山脈には南シベリアの氷河の約 70% が存在しており、オビ川およびエニセイ川の支流の源である [Narozhniy and Okishev, 1999]。この地域は大陸性気候に分類され、その気候はシベリア高気圧と西温帯低気圧の相互関係によって決まる [Surazakov et al., 2007]。

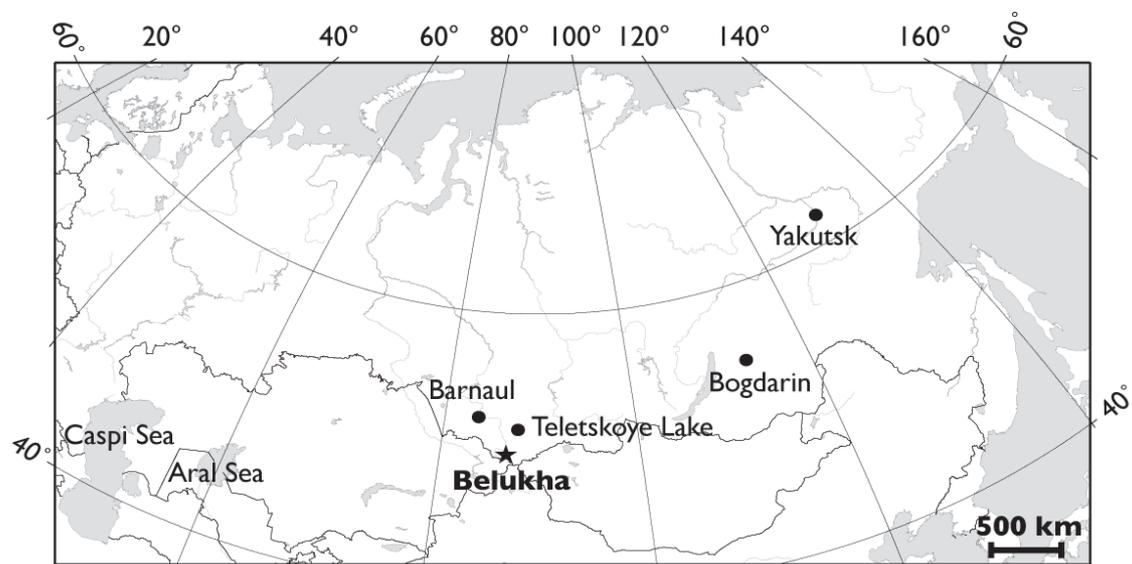


図 1. 対象地域周辺図.

2001 年にペルーハ山で掘削された 21 m の浅層アイスコア解析によって、後で説明する酸素・水素安定同位体比および d-excess が気温、季節降水および降水起源によって決まって

いることが確認された [Aizen *et al.*, 2005]. Aizen *et al.* [2005]は、同位体比のクラスター分析と総観気象パターンを合わせて考えることで、年間涵養量の 3 分の 2 が海洋、特に大西洋を起源としており、残り 3 分の 1 がアラル海-カスピ海閉塞流域盆地から再循環されて運ばれてくることが示した。再循環とは、一度地表へ降った雨が再び蒸発し大気中へ戻るといいう過程であり、降水の形成には重要な役割を果たす。ロシアの 13 地点の同位体比の観測結果から、夏季にシベリア域にもたらされる水蒸気の半分の起源は西方から再循環されて輸送されてくるもので、その再循環率は東ほど高く、特にブルーハ山東約 1900 km に位置するバグダリン (54.62°N, 113.13°E, 995 m a.s.l.; 図 1)では 0.8 を超えるという結果が報告された [Kurita *et al.*, 2004].

2.2. アイスコア概要

2003 年夏、シベリア・アルタイ山脈最高峰のブルーハ山の鞍部において、アメリカ-日本-ロシアグループによって、氷河表面から岩盤まで到達する 171 m 長のアイスコアが掘削された (49°49'N, 86°34'E, 4100 m a.s.l.; 図 1, 2) [Takeuchi *et al.*, 2004]. ピットおよび掘削孔の温度プロファイルは、表面 0 °C から深さに伴って減少し、2 m 深で-10 °C、70 m 深で-15.8 °C に達し、氷河底面では-14.2 °C を示した(図 3) [Takeuchi *et al.*, 2004; Aizen *et al.*, 2005].



図 2. 上空から見た掘削地の様子.

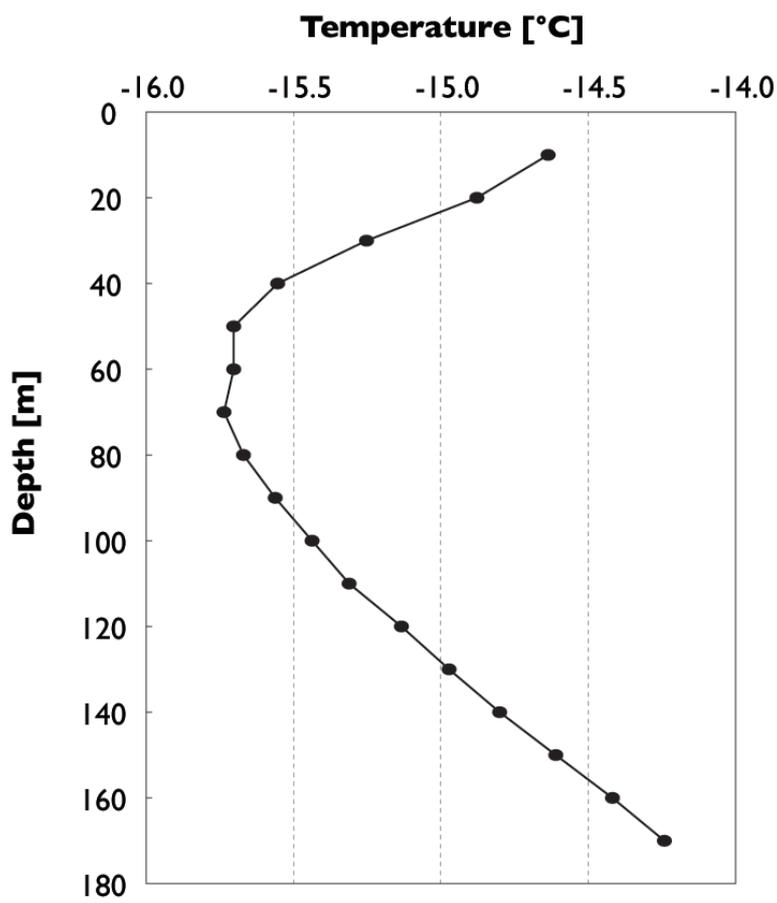


図 3. 掘削孔温度プロファイル (Takeuchi et al. [2004]および Aizen et al. [2005]を修正).

この氷温プロファイルに加え、ピット観察やアイスコアの層位などから、掘削地点は浸透帯に位置すると言える。浸透帯では、積雪の融解は生じるものの全層を湿潤させるほどの量ではなく、生じた融解水は積雪内部で再凍結する。アイスコアのバルク密度は深さに伴っておよそ線形に増加し、約 50 m 深で純氷密度である 900 kg m^{-3} に達した (図 4) [Takeuchi *et al.*, 2004].

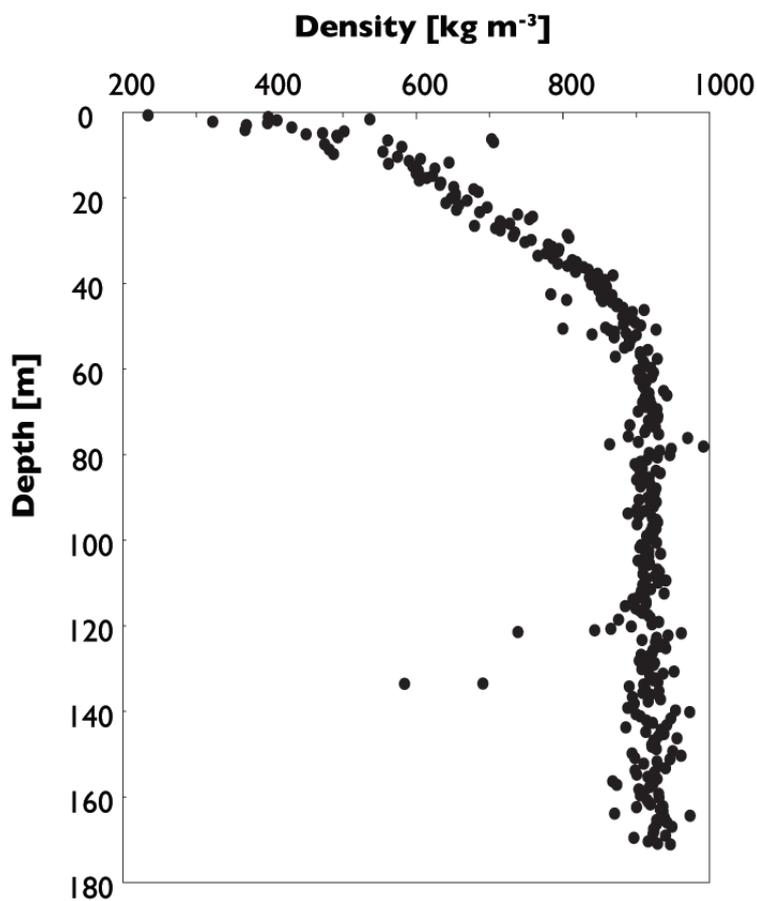


図 4. 表面から岩盤までのバルク密度プロファイル (Takeuchi *et al.* [2004]を修正).

2001 年と 2002 年の二度の予備観測において、21 m の浅層コア掘削、質量収支、表面流動速度、積雪深等の観測が行われた [Fujita *et al.*, 2004; Aizen *et al.*, 2005]. 自動積雪深計に

よる表面レベルの観測では、圧密や融解以外の原因による表面レベルの低下が見られ、このことは掘削地点では風による表面積雪の削剥が起きていることが確認された[Fujita et al., 2004]. Nakazawa et al. [2005]では、2002年に採取されたピット試料において、飛来する季節が異なる花粉の堆積順序に着目した解析をおこなった。その結果、風による削剥が起きているような場所でも、花粉分析は年代決定の手段として有用であり、年層だけでなく季節層までも判別可能であることがわかった。

2.3. スイス-ロシアグループのアイスコア

2001年夏、アメリカ-日本-ロシアグループの掘削地の隣の鞍部において、スイス-ロシアグループによって、氷河表面から岩盤まで到達する140 m長のアイスコアが掘削された(49°48'N, 86°34'E, 4062 m a.s.l.; 図5) [Olivier et al., 2003]。二つの掘削地点は水平距離で約1 kmしか離れていない。スイス-ロシアグループのアイスコアの年代は、 ^{210}Pb 濃度に基づく絶対年代に加え、1963年のトリチウム濃度ピークおよび大規模火山噴火のシグナルである ex-SO_4^{2-} ピークを示準層とし、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 NH_4^+ およびMFP(融解氷層の割合)の季節変動をカウントすることによって決められた [Olivier et al., 2006]。



図 5. アッケムから見た二つのグループの掘削地の位置関係.

スイス-ロシアグループのアイスコアについては、これまでに数々の結果が発表されている。アイスコア表面から上部 86 m までの部分は、1816 年から 2001 年の期間の積雪に相当し、氷河へのプルトニウム降下の歴史 [Olivier *et al.*, 2004], 生物起源, 風送塵起源, 人為起源のイオン濃度の経年変動 [Olivier *et al.*, 2006], 涵養量の経年変動 [Henderson *et al.*, 2006] が明らかにされた。さらに、酸素同位体比と融解氷層という二つの気温指標を用いた気温復元も行われた [Henderson *et al.*, 2006]。アイスコア表面から 138 m 深までの部分は、1250 年から 2001 年の期間の積雪に相当し、酸素同位体比から復元した気温が太陽活動から 10 年から 30 年遅れて変動しており、この地域の気温変動は太陽活動によって決まることが示された [Eichler *et al.*, 2009a]。また、シベリアの森林が起源とされる NH_4^+ , HCOO^- の変動が、上述の太陽活動によって決まる気温の変動と深く関係しているという結果が報告され

た [Eichler et al., 2009b]. これらの研究で用いられた酸素同位体比から復元された気温は、10年平均での酸素同位体比とバルナウル気象観測所の3-11月平均気温との相関関係 ($r = 0.83, p < 0.001$)に基づいている。さらに、 NO_3^- 、 K^+ および微粒炭を用いた森林火災の歴史の復元が行われ、涵養量と、北太平洋の海面水温の変動を示す太平洋十年規模振動 (PDO: Pacific Decadal Oscillation)の間には強い関係性が見られた [Eichler et al., 2011].

第 3 章 解析手法

3.1. 層位解析

3.1.1. 目視による層位解析

目視による融解氷層の観察は，北海道大学低温科学研究所の低温室でおこなった．深さ方向に切り出したアイスコアをライトテーブル上に載せて，層位の記録をおこなった．融解氷層は，夏の日射や気温によって表面付近に生じた融解水が積雪層内で再凍結することで形成され，気泡が含まれないあるいはほとんど含まれない層として識別できる．下からの透過光によって，氷は気泡が少なくなるほど明るく見える（図 6）．ただ，氷化深度より下部では，圧密が進むことによって，気泡がある層とない層とのコントラストが低くなるため，目視による判別が難しくなるという問題がある．

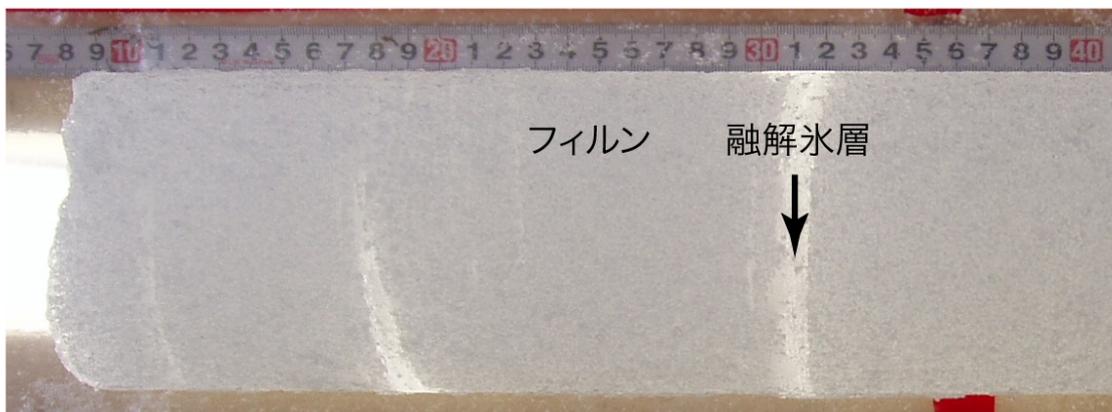


図 6. アイスコアにおける融解氷層とフィルム層.

3.1.2. 片薄片による層位解析

48.25 m 深よりも下部においては結晶粒径の測定をおこなった。結晶粒径の測定には片薄片を用いた。バンドソーで切り出したアイスコアを板ガラスに貼り付け、マイクロームを用いて厚さ 1.3 mm 程度まで薄く削った。作成した片薄片は、偏光板で挟み、下から光を当てて写真を撮影した。通常の氷結晶では振動方向によって屈折率が異なるため、直線偏光が結晶中を通過すると偏光状態が変化し、また波長によってその変化の度合いが異なるために、結晶は色づいて見える。さらに、偏光状態と結晶の c 軸がなす角度と薄片の厚さによってその色は異なる。結晶粒径の測定は、撮影した写真に 1 本の直線を引き、その直線と結晶粒界の交点間の距離を結晶粒径とした (図 7)。そして、その結晶粒径が円の直径であると仮定して、結晶面積を推定した。

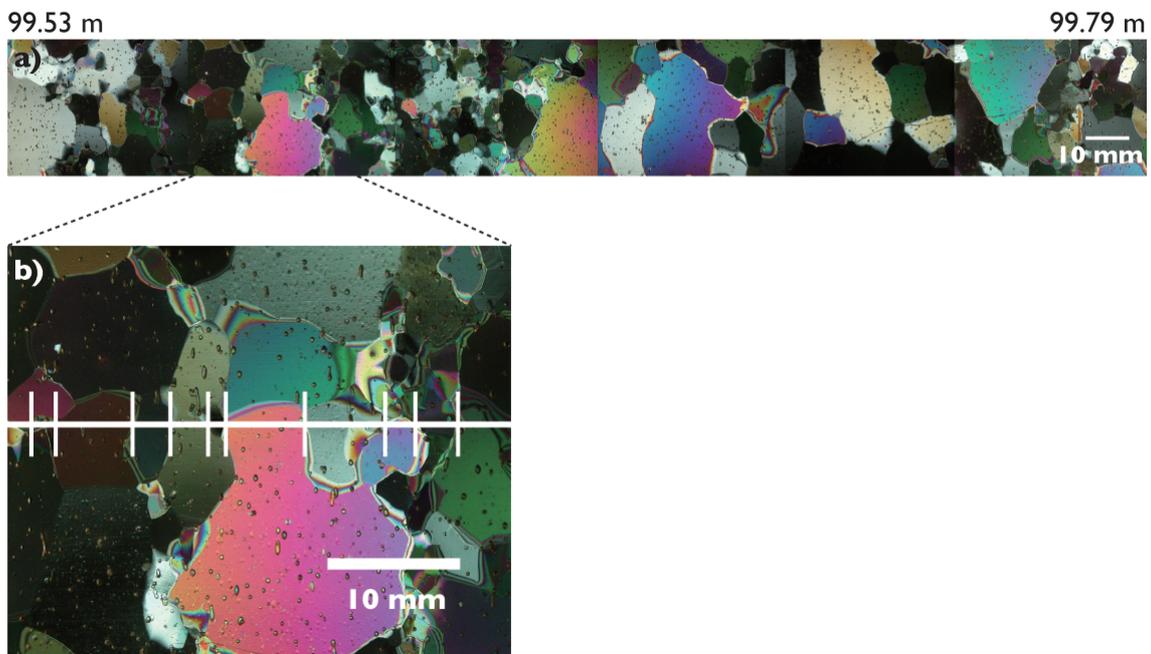


図 7. (a) 片薄片サンプル, (b) 結晶粒径測定例.

10 m 毎に 1 m ずつ，さらに 2 本別の直線を引き，結晶粒径の測定をおこなった．多少のずれはあるものの，値は一致している（図 8）．年代決定と気候の元には，結晶粒径を移動平均したものと年層内の中央値を用いるため，直線 1 本の測定で十分解析可能であると考えられる．

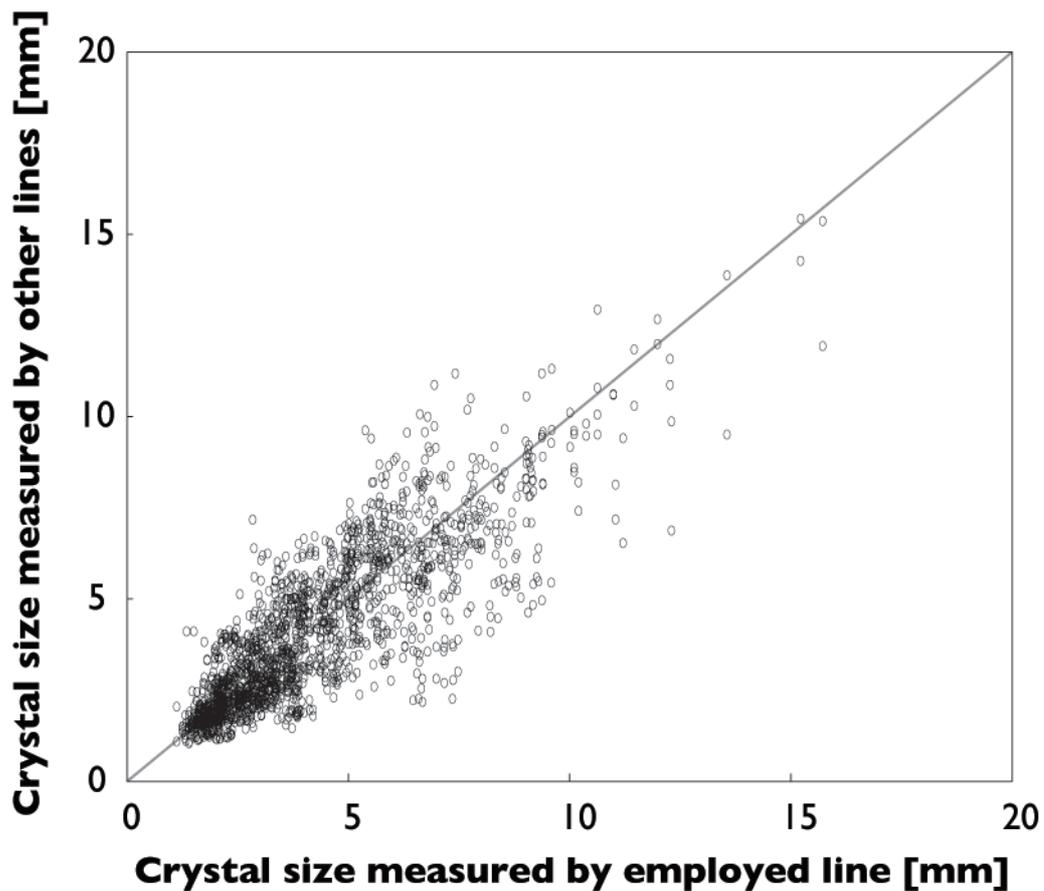


図 8. 本研究で用いた 1 本の直線によって測定された結晶粒径と，別の 2 本の直線で測定された結晶粒径との関係（10 cm 移動平均）．

3.2. 花粉分析

花粉分析用のサンプルは、総合地球環境学研究所において前処理をおこなった。低温室において、アイスコアをバンドソーで 4-6 cm 程度に切断し、クリーンベンチ内で汚染除去のため、セラミックナイフでサンプル表面を削り、滅菌済み化学分析用ポリ袋（ワールパック）に封入した。その後、室温で融解させ、クリーンベンチ内で洗浄済みプラスチック瓶への分注をおこなった。花粉分析用の 10 ml の融解水をメンブレンフィルター（孔径 0.2 μm ）で濾過し、顕微鏡を用いてフィルター上に残った花粉のカウントをおこなった。

3.3. 酸素・水素安定同位体比，化学主成分，トリチウム分析

酸素・水素安定同位体比は、メイン大学において、質量分析計 Delta Plus (Finnigan) を用いて測定された。酸素・水素の同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$, δD) は、標準海水 (SMOW: Standard Mean Ocean Water) の同位体比からの千分偏差 (‰) として次式で表される δ 値が用いられる。

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}}\right)_{\text{sample}} - \left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}}\right)_{\text{SMOW}}}{\left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}}\right)_{\text{SMOW}}} \quad (1)$$

$$\delta\text{D} = \frac{(D/H)_{\text{sample}} - (D/H)_{\text{SMOW}}}{(D/H)_{\text{SMOW}}} \quad (2)$$

同位体比の異なる二つの物質間や同じ物質の二相間で同位体が分配されることを同位体分別という。一般的に、同位体分別は平衡分別と動的分別の二つに区分されている。平衡分別とは、二相間の同位体分子と通常分子の交換（同位体交換反応）が平衡状態に達した状態における分別であり、動的分別とは、化学反応や相変化、分子拡散等の一方的な過程において生じる分別である。蒸発と凝結など天水に関係したすべての過程において、水素では H_2O と HDO 間、酸素では H_2^{16}O と H_2^{18}O 間でそれぞれ蒸気圧差があり、水素同位体は酸素同位体に比例した分別が起きるため、天水の水素と酸素の同位体分布には相関関係がある。この関係に基づき、天水線 (MWL: Meteoric Water Line) として知られる次の式が定義され、地球上の多くの地点の降水中の $\delta^{18}\text{O}$ と δD は、この直線上にプロットされる [Craig, 1961].

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad (3)$$

この $\delta^{18}\text{O}$ と δD の全球分布の回帰直線が傾き 8 と切片 +10 ‰ の値を持つ理由としては、大気中の凝結過程では平衡分別の影響が強く、海面からの蒸発過程では動的分別の影響が強いため、と説明される [Dansgaard, 1964]. その後、次の式で定義される重水素過剰 (d-excess) の概念が導入された [Dansgaard, 1964].

$$d - excess = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O} \quad (4)$$

すなわち、d-excess は天水線からどれだけ離れているかを表している。平衡分別では $\delta^{18}\text{O}$ と δD は天水線付近にプロットされやすいため、d-excess は動的分別の指標として用いら

れることが多い。

化学主成分濃度 (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-})は、メイン大学において、イオンクロマトグラフィー-DX-500 (Dionex)を用いて測定された。また、トリチウム含有量は、国立極地研究所において、低バックグラウンド液体シンチレーションシステム LSC-LB3 (アロカ株式会社) を用いて測定された。

3.4. 気象データ

本研究では、アッケム気象観測所 ($49^{\circ}54'N$, $86^{\circ}32'E$, 2045 m a.s.l.; 図 9), バルナウル気象観測所 ($52^{\circ}26'N$, $83^{\circ}31'E$, 184 m a.s.l.; 図 1), 掘削地に設置した自動気象観測装置 (AWS) ($49^{\circ}49'N$, $86^{\circ}34'E$, 4100 m a.s.l.)の観測データを用いた。AWSでの測定によって、2002年7月26日からバッテリートラブルで停止する2003年4月28日までの時間平均気温データが得られた。アッケム気象観測所は掘削地ベルーハ山麓の北約10 kmの場所に位置しており、1950年からの日気温、日降水量データを入手することができた。そして、バルナウル気象観測所は掘削地の北西約360 kmの場所に位置しており、Global Historical Climatology Network (GHCN) version 2において [Peterson and Vose, 1997; Peterson et al., 1998], 1938年からの月平均気温データが入手可能である。

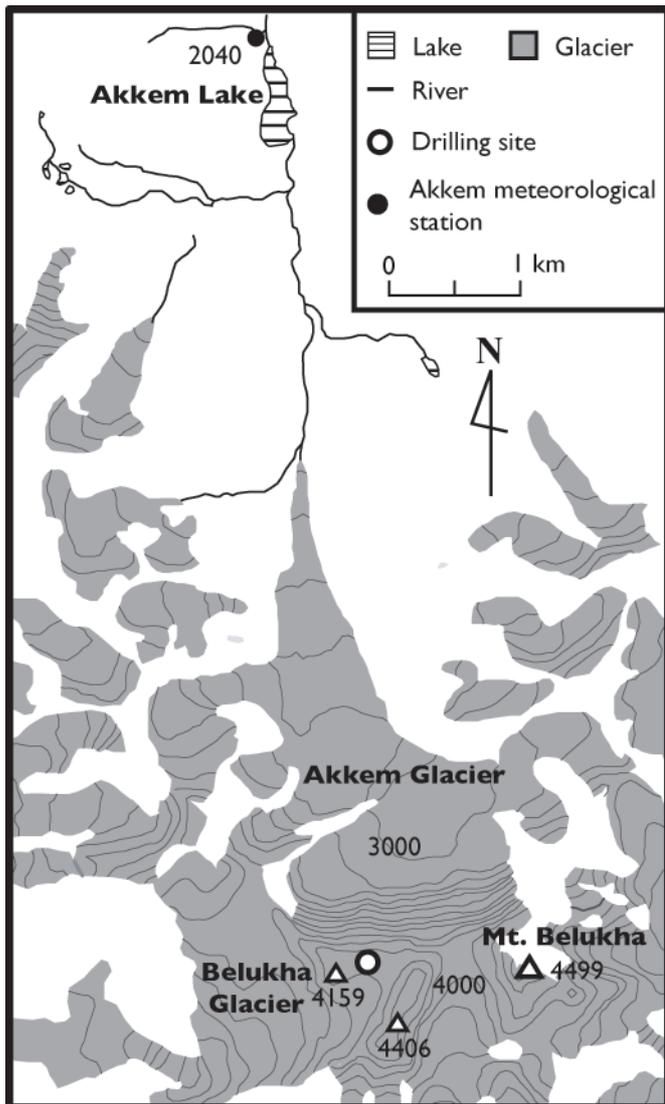


図 9. アッケム気象観測所と掘削地の周辺地図.

図 10 (a)は, 1951 年から 2002 年間のアッケム気象観測所の気温および降水量の月変化である. 年平均気温は $-3.9\text{ }^{\circ}\text{C}$, 年間降水量は 534 mm である. 気温, 降水量ともに 7 月にピークを持つ. 特に降水は夏季に集中しており, 6-8 月 (JJA)の間に降る降水は一年間のうちの約 55%を占める. また, 年間降水量と夏季降水量 (JJA)の間には強い相関があり ($r = 0.82, p < 0.001$), 夏季降水量によって年間降水量が決まっていることがわかる. 図 10 (b)は, 1951 年から 2002 年間のバルナウル気象観測所の気温の月変化で, 年平均気温は $2.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ で

あった.

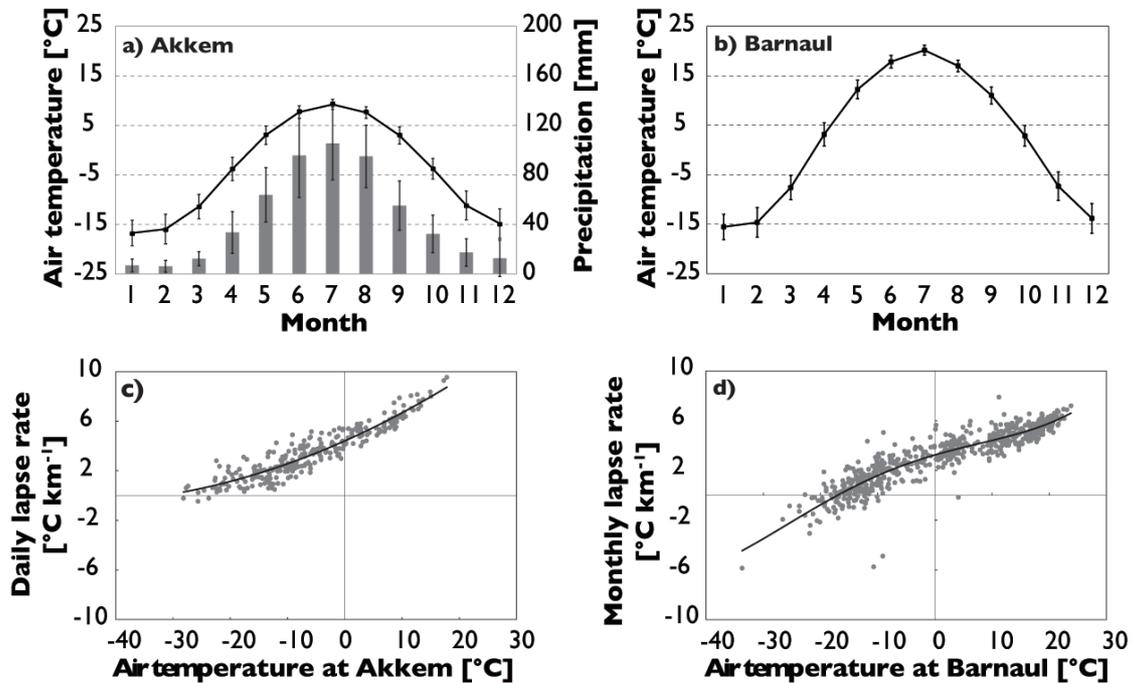


図 10. (a) アッケム気象観測所で観測された月平均気温と月別降水量およびそれぞれの標準偏差 (1951-2002 年). (b) バルナウル気象観測所で観測された月平均気温と標準偏差 (1951-2002 年). (c) アッケム気象観測所の気温とアッケム気象観測所と掘削地間の気温減率の関係. (d) バルナウル気象観測所の気温とバルナウル気象観測所とアッケム気象観測所間の気温減率の関係.

アッケムとバルナウルの気温データから掘削地の気温を推定し、融解氷層、結晶粒径および酸素同位体比の気候指標としての評価に用いた。AWS が稼働していた期間 (2002 年 7 月 26 日-2003 年 4 月 28 日) において、アッケムと掘削地の日平均気温の間には強い相関関係が確認でき ($r = 0.97, p < 0.001$), この二地点間の気温減率 γ_A とアッケムの日平均気温 T_A の関係は、下記の式で近似できる (図 10c).

$$\gamma_A = 2.1 \times 10^{-3} T_A^2 + 2.1 \times 10^{-1} T_A + 4.4 \quad (5)$$

この式を用いて、アッケムの気温から掘削地の気温を推定することができる。また、図 10 (c) からアッケムと掘削地の間の気温減率が気温とともに減少している様子がわかる。これは冬季に逆転層が形成されていることが原因であると考えられる。図 11 は、式 (5)を用いてアッケムの気温データから推定した、1951 年から 2000 年の期間における掘削地の日最高気温の変動で、掘削地ではほとんど 0℃ を超えることがないことが確認できる。

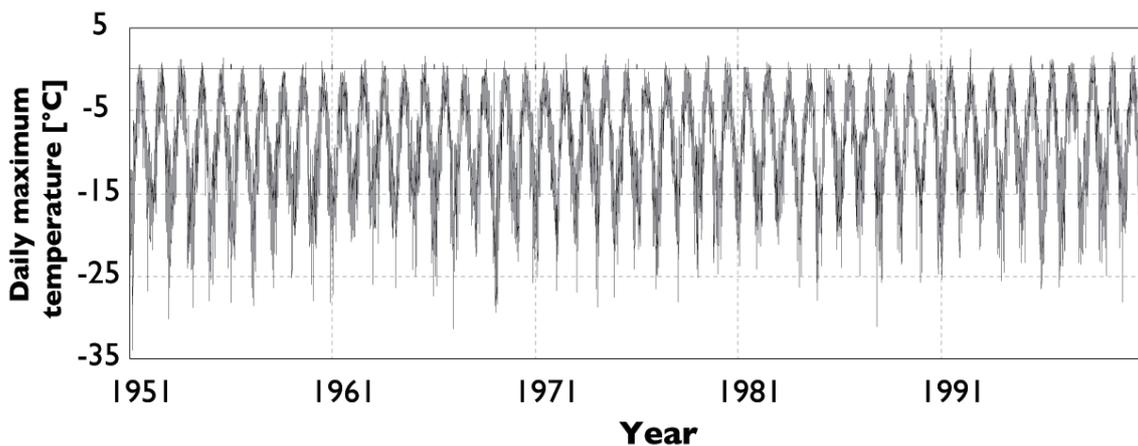


図 11. 1951 年から 2000 年の期間における掘削地の日最高気温の変動。

アッケム気象観測所で気温の記録が始まる 1950 年以前においては、バルナウル気象観測所の気温データから掘削地の気温を推定し、その気温を用いた議論をおこなった。入手できたバルナウルの気温データが月平均であることと、AWS の稼働期間が約 9 か月間で短い期間であったことから、バルナウルと掘削地の気温の関係式を直接求めるのではなく、まずアッケムとバルナウルの気温の関係式を求め、そこから式 (5)を用いて掘削地の気温を

推定することとした。1938年から2003年の期間において、アッケムとバルナウルの月平均気温の間には月によってばらつきはあるものの、有意な相関関係があり ($r = 0.62-0.88, p < 0.01$), この二地点の気温減率 γ_B とバルナウルの気温 T_B の関係は下記のような式で近似できる (図 10d).

$$\gamma_B = 4.0 \times 10^{-6} T_B^4 + 7.0 \times 10^{-5} T_B^3 - 3.4 \times 10^{-3} T_B^2 + 1.4 \times 10^{-1} T_B + 3.3 \quad (6)$$

二つの関係式 (5) と (6) を用いることで、アッケムの気温データがない期間でも、バルナウルの気温から掘削地の気温を推定し、気候指標の評価に用いることができる。また、図 10 (d) からアッケムとバルナウルの間気温減率も気温とともに減少しており、図 10 (c) と同様に、冬季に逆転層が形成されていることが示唆される。

3.5. 年代決定

3.5.1. 花粉による年代決定

表面から上部 48.25 m 深までの部分においては、*Nakazawa et al.* [2005] の手法に基づいて、飛来する季節が異なる花粉の堆積順序から年代決定をおこなった [*Okamoto et al.*, 2011]。この花粉による年代決定は、次の 3 つの点において優れている [*Nakazawa et al.*, 2004]。① 花粉はスポロポレニンでできた外壁を持つため、長い期間腐敗することなく保存される。② 花粉の粒径は 10-150 μm と大きいため、融解水の流入があっても元の層のまま保存される。③ 飛来する季節が異なる花粉を用いることで、季節層の判別が可能である。

山岳氷河には、周辺から多くの種類の花粉がそれぞれ特定の季節に飛来する。ブルーハ山に飛来する主な花粉は、カバノキ科、モミ属+トウヒ属、マツ属、ヨモギ属の4つのグループの花粉である [Nakazawa *et al.*, 2004; 2005; 2011]。シベリア・アルタイ域では、カバノキ科、モミ属、トウヒ属の花粉の飛来時期は主に5月、マツ属の花粉の飛来時期は6月であると報告されている [Luchik, 1970]。また、アジアの他の地域において、ヨモギ属の花粉の飛来時期は8月下旬から9月上旬であると報告されている [Satake *et al.*, 1981; Polunin and Stainton, 1984; Qiao, 2004]。したがって、ブルーハアイスコアに保存されているカバノキ科とモミ属+トウヒ属のピークは5月、マツ科とヨモギ属のピークの境界は、夏と秋の境界であると推定できる。

3.5.2. 結晶粒径による年代決定

48.25 m 位深は、結晶粒径の季節変動を用いた年代決定をおこなった。スバルバードの Storöyjökulen 氷帽で掘削された浅層コアにおいて、結晶粒径が極大となる層が融解期末期にあたるとして年代決定おこなわれた [Jonsson and Hansson, 1990]。結晶は、融点に近いような高い温度の状況下で急激に成長する [Jacka and Li, 1994]。また、融解水の流入によっても大きく成長する [Colbeck, 1973]。ゆえに、結晶粒径が極大となる層は夏層にあたると思われる。本研究では、結晶粒径の極小となる層を冬層とし、年層の境界を決めた。

3.6. 涵養量の補正

花粉の堆積順序および結晶粒径の季節変動から推定した年代を元にして、年間涵養量の復元をおこなった。氷河流動により年層には歪みが生じるため、補正する必要がある。そこで、本研究ではNye [1963]による氷河流動モデルを用いた補正をおこなった [Henderson *et al.*, 2006; Okamoto *et al.*, 2011]。この流動モデルは、鉛直歪速度が深さによらず一定で、氷河底面での融解がないという仮定に基づいたモデルで、氷河底面からの高さ z (m)における年代 t (年) は次のような式で表される。

$$t = -\frac{H}{b} \ln\left(\frac{z}{H}\right) \quad (7)$$

H は氷河の厚さ (m)、 b は年間涵養量 (m) で一定である。本研究では、花粉の堆積順序および結晶粒径の季節変動から推定した年代 t' と式 (7) で表されるモデルでの年代 t の差が最小になるような b を、次の式で表される最小二乗法で求めた (図 12)。

$$S(b) = \sum_1^n (t - t')^2 \quad (8)$$

n は対象とした期間の総年数である。計算の結果、モデルと実測の年代の差が最小となる b は 0.46 m yr^{-1} であった。流動の影響を受ける前の年層厚さ、すなわち年間涵養量 b_i は、式 (7) で表されるモデルによって計算された年層厚 λ_i と、花粉の堆積順序および結晶粒径の季節変動から推定した年層厚 λ'_i の比に、年間涵養量 b をかけることで計算される。

$$b_t = b \times \frac{\lambda_t}{\lambda_t'} \quad (9)$$

本研究では、より正確な結果を求めるため、1 回目に計算された結果から平均年間涵養量 b を求め、同様の計算をもう一度繰り返した。

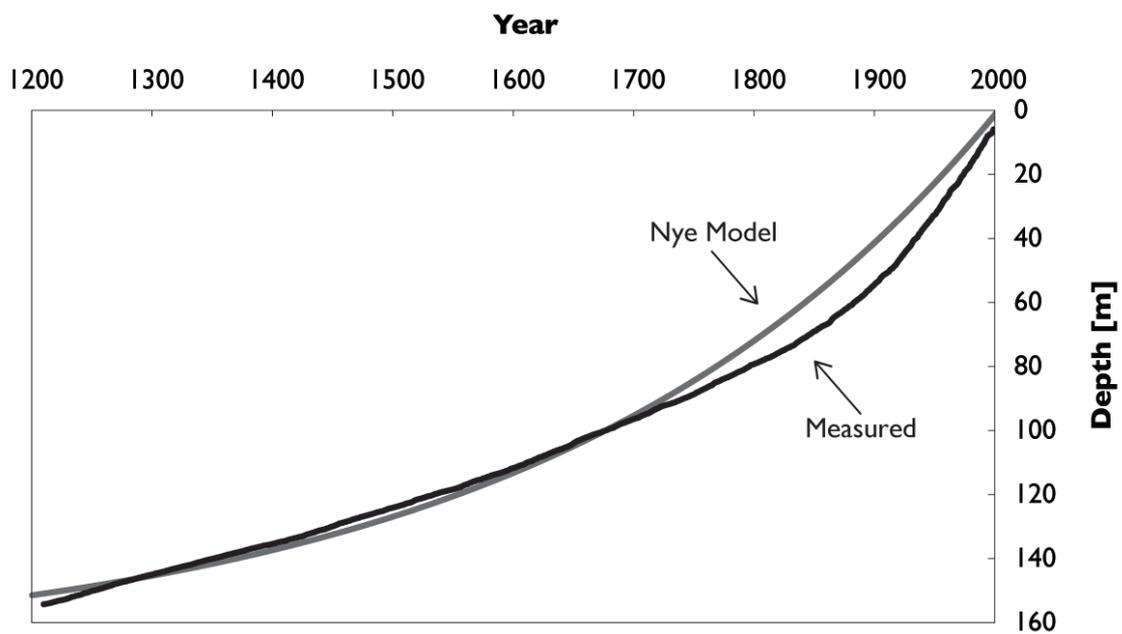


図 12. 氷河深度と堆積してから経過した時間との関係。灰線が Nye [1963] のモデルによって計算されたもの、黒線が本研究における年代決定によるものを表す。

3.7. 融解氷層による夏季気温復元

本研究では、表面から上部 48.25 m 部分において、次の三つの手法で融解氷層を用いた夏季気温復元をおこなった。

■ AMP-融解水量-夏季気温の経験式

同じベルーハ山で掘削されたアイスコアで、*Henderson et al.* [2006]は、*Tarussov* [1992]の手法に基づき、融解氷層を用いた夏季気温復元をおこなった。この手法は、まず年間涵養量 b (mm w.e.)と年間の融解氷層の割合 (AMP: Annual Melt Feature Percentage)から融解水量 A (mm)を見積もった。

$$A = 0.50AMP * b \quad (10)$$

この式は、融解氷層が約 50%の空隙を持つフィルム層に融解水が浸透して形成されるという仮定に基づいている。そして、6-8月平均気温 T_{JJA} と融解水量の関係式を用いた [*Krenke and Khodakov*, 1966]。

$$A = (T_{JJA} + 9.5)^3 \quad (11)$$

この式は、パミール、アルタイ山脈、ウラル山脈、スントール-ハイアタ山脈、スカンジナビア、北極圏、南極およびアルプス山脈の 11カ所の氷河観測から求められた経験式である。二つの式を組み合わせ、次の式で夏季気温復元をおこなった。

$$T_{JJA} = (0.50AMP * b)^{1/3} - 9.5 \quad (12)$$

■ 融解氷層厚の回帰式

グリーンランド Site J アイスコアにおいて、6月の平均気温と年間の融解氷層の総厚

(AMT: Annual Melt Thickness)との相関関係に基づき、気温復元が行われた [Kameda et al., 1995]. この手法に基づき、アッケム気象観測所の気温データから推定した掘削地の気温と年間の融解氷層の厚さの合計との関係から回帰式を求め、夏季気温復元をおこなった.

■ 融解氷層厚と年間涵養量の逆数の重回帰式

掘削地は、夏季でもほとんど 0°C を超えることがないことは確認できている (図 11). ゆえに、融解氷層の形成には日射が大きく影響していると考えられるが、アイスコアから直接、日射の情報を得ることはできない. アジア高山域で観測されたデータにおいて、日射到達率 (大気上端での水平面日射量に対する地上での日射量) が降水量の増加に伴って、指数関数的に減少することが報告されている [Matsuda et al., 2006]. そこで、日射の代替指標として年間涵養量の逆数を用い、融解氷層の厚さの合計との重回帰式を求め、夏季気温復元をおこなった.

3.8. 結晶の成長

本研究では、堆積初期の結晶粒径がその結晶が氷河表面付近にあった時の気候・環境を表しているという考えに基づき、これまでの研究で明らかにされた経験式を用いて堆積初期の結晶粒径の推定をおこなった. 氷結晶の成長は、水溶性不純物、微粒子および気泡のような不純物によって妨げられる [e.g. Alley et al., 1986; Alley and Woods, 1996]. グリーンランドの NorthGRIP アイスコアの 466 年から 471 年に対応する 300.8 m から 302.0 m 部分での解析から、下のような結晶断面積 D^2 と Ca^{2+} イオン濃度の関係式が導かれた [Svensson et

al., 2003].

$$D^2 = 0.97 \log[Ca^{2+}] + 8.31 \quad (R^2 = 0.58) \quad (13)$$

Svensson *et al.* [2003]で対象とした部分は不純物が少なく, Ca^{2+} イオン濃度が 30 ppb 以下である (図 13). ベルーハイスコアの Ca^{2+} イオン濃度は 30 ppb 以上ではあるものの, 目視確認できる汚れ層が 4 層のみで不純物が少ないアイスコアと言えるため [Takeuchi *et al.*, 2004], 本研究では式 (13)の関係式を用いた. 式 (13)に基づき, それぞれの結晶において, 対応する深度の Ca^{2+} イオン濃度を 0.97 倍したものを加えることで不純物の影響を除いた.

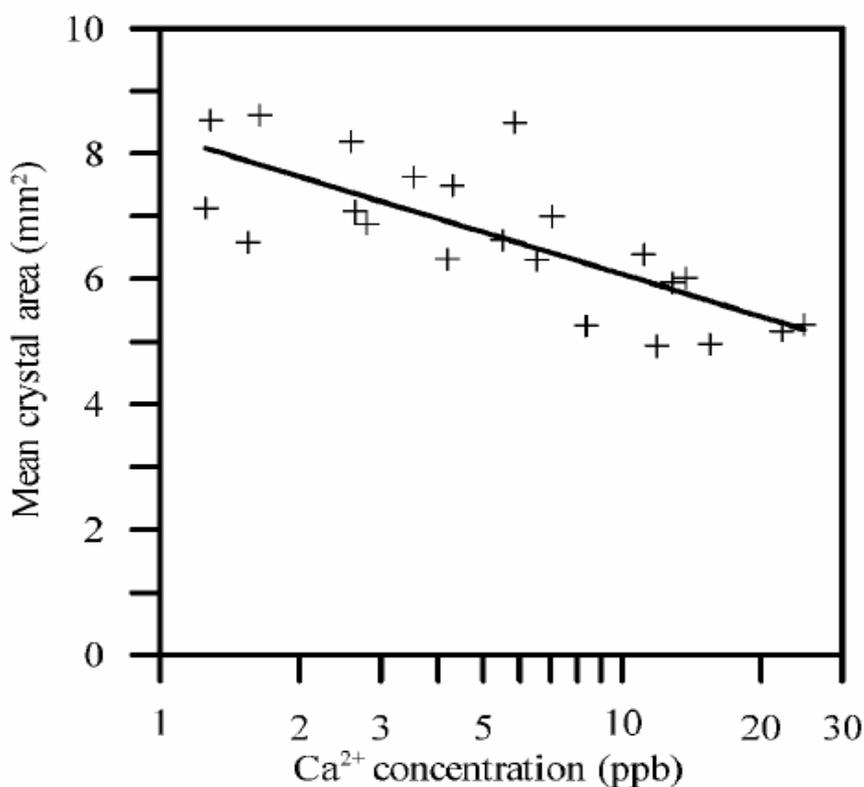


図 13. 結晶面積と Ca^{2+} イオン濃度の対数の関係 [Svensson *et al.*, 2003].

極域での観測によって、結晶断面積 D^2 は年代 t に伴って線形に成長することが確認された [Gow, 1969].

$$D^{*2} = D_0^2 + k_g t \quad (14)$$

D_0^2 は堆積初期の結晶断面積、 k_g は結晶成長速度で、アレニウスの式に従って絶対温度 T に依存して変化する.

$$k_g = k_0 \exp\left(-\frac{Q_b}{RT}\right) \quad (15)$$

k_0 は定数、 R は気体定数 ($8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$), Q_b は結晶粒界の自己拡散の活性化エネルギーである. この式は、結晶が温度の高い状況下でより早く成長することを示している.

Cuffey and Paterson [2010]によって、南極とグリーンランド 13 カ所で観測された結晶断面積と絶対温度の関係がまとめられ (表 1), 結晶成長速度を対数軸とすると、結晶成長速度は絶対温度の逆数の回帰直線で表されることが示されている (図 14). この関係を用い、10 m おきに計測した掘削孔温度を線形に内挿した値から (図 2), 掘削地での結晶成長速度を推定した. ベルーハアイスコアにおける平均結晶成長速度は、 $1.46 \times 10^{-2} \text{ mm}^2 \text{ yr}^{-1}$ であった. それぞれの深度に対応する結晶成長速度を式 (14) に代入し、式 (13) により不純物の影響を除いた個々の結晶において、堆積初期の結晶断面積を求めた. 計算の結果、堆積初期の結晶断面積が 0 以下になった値は除外した.

表 1. 極域で観測された氷結晶の成長速度 [Cuffey and Paterson, 2010].

場所	温度 (°C)	結晶成長速度 ($10^{-4} \text{ mm}^2 \text{ yr}^{-1}$)	参考文献
Plateau	- 57	7	Gow, 1971
Vostok	- 57	8	Barkov and Lipenkov, 1984
Dome C	- 54	4	Duval and Lorius, 1980
South Pole	- 51	6	Gow, 1969
Southice	- 31	56	Stephenson, 1967
Inge Lehmann	- 30	70	Gow, 1971
Site A	- 30	78	Alley and Koci, 1988
Byrd	- 28	120	Gow, 1971
Ridge BC	- 27	85	Alley and Bentley, 1988
Site 2	- 25	99	Fuchs, 1959
Camp Century	- 24	160	Gow, 1971
S2	- 19	137	Hollin et al., 1961
Maudheim	- 17	186	Schytt, 1958

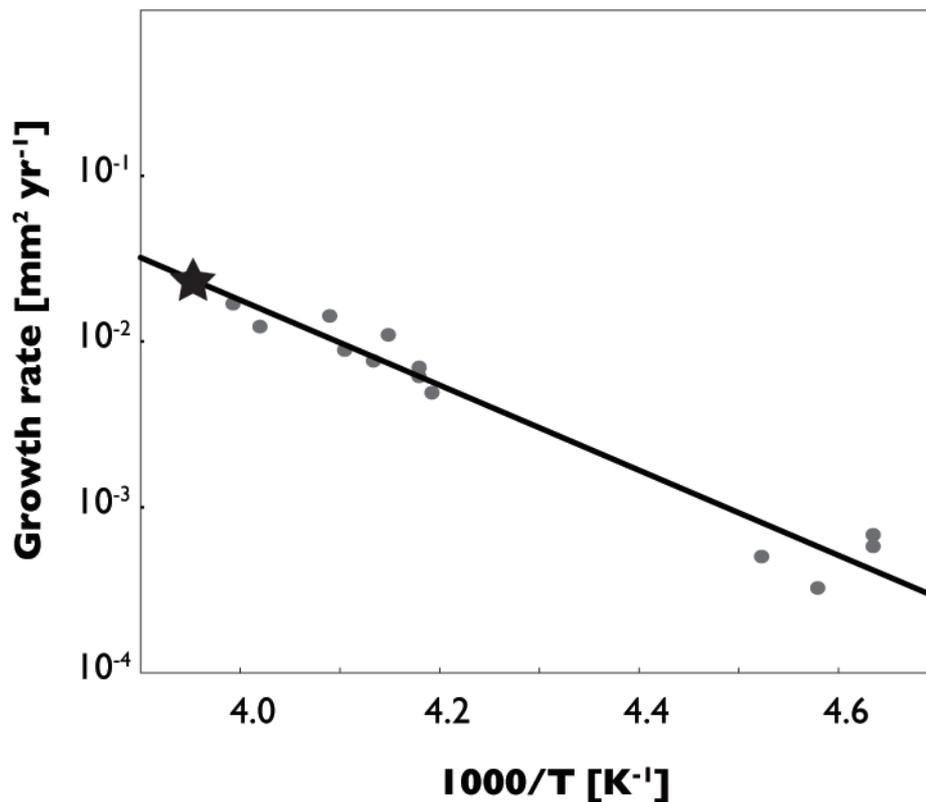


図 14. 結晶成長速度と絶対温度の逆数の関係 (Cuffey and Paterson [2010]を加筆・修正).

灰丸は観測結果 (表 1), 星印はペルーハアイスコアの平均掘削孔温度に対応する.

3.9. 干ばつ指数

気候変動によってもたらされる地域の水環境の変動は、植生や農耕などに多大な影響を及ぼす。干ばつの定義は時代や地域によって異なり、個々の地域の気候条件を考慮して、そこからの偏差やその累積状況として考えなければならない。干ばつの定義の多様性を反映して、現在最も広く使われているパルマー干ばつ強度指数 (Palmer Drought Severity

Index; PDSI)をはじめとし、干ばつ指数 (Drought Index)も様々なものが提案されており、それらの比較研究も行われている [e.g. *Byun and Wilhite, 1999*]. アイスコアから得られる数値のみで求めることができる干ばつ指数として、*Kalugin et al. [2007]*によって提案された干ばつ指数を用いた。この干ばつ指数は、降水量と気温それぞれの平均からの偏差を標準化したものから求められる。

$$DI_t = \frac{(T_t - \bar{T})}{\sigma_t} - \frac{(P_t - \bar{P})}{\sigma_p} \quad (16)$$

本研究では、降水量として年間涵養量、気温として後で述べる有効結晶面積を用いた。干ばつ指数が高い時期は温暖で乾燥した時期、低い時期は寒冷で湿潤な時期に対応する。*Kalugin et al. [2007]*は、ベルーハ山の北約 225 km に位置する Teletskoye 湖の湖底堆積物から復元された気温と降水量を用いて計算した干ばつ指数が、湖の水位の変動と同様の変動を示すことから、この干ばつ指数によって気温と降水量両方の影響を受ける湿度や河川の流出を表すことができるとした。

第 4 章 結果

4.1. 年代決定

表面から上部 48.25 m 部分においては, 1963 年のトリチウムピークを示準層とし, カバノキ科, モミ属+トウヒ属, マツ属, ヨモギ属の 4 つのグループの花粉の堆積順序に基づいて年層をカウントして年代決定をおこない, 1914 年から 2003 年の積雪に相当すると推定した [Okamoto *et al.*, 2011; 図 15].

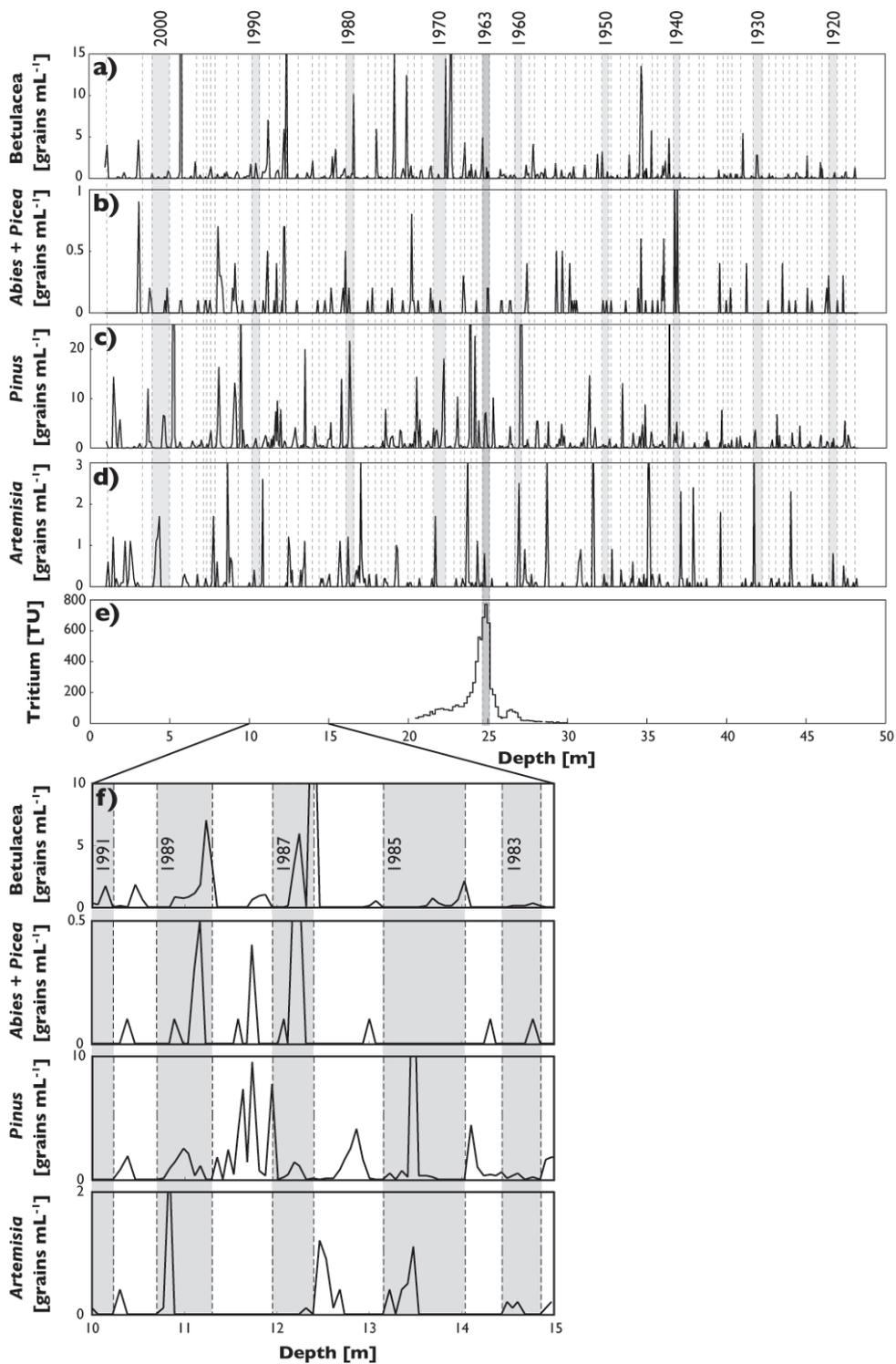
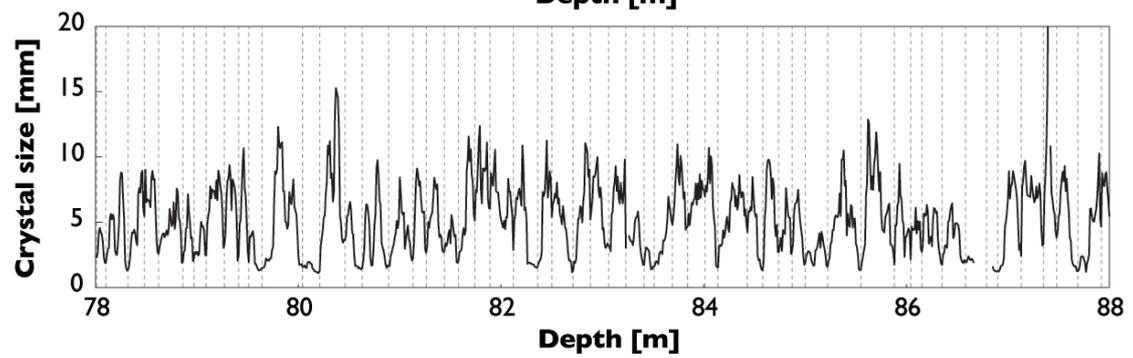
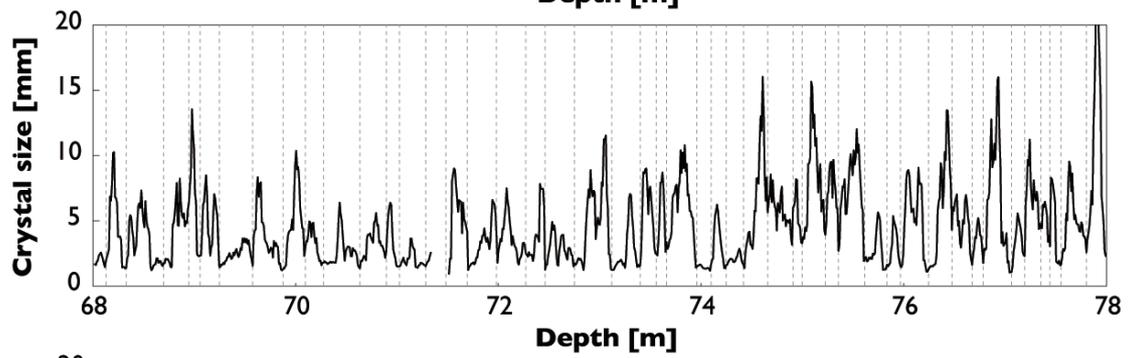
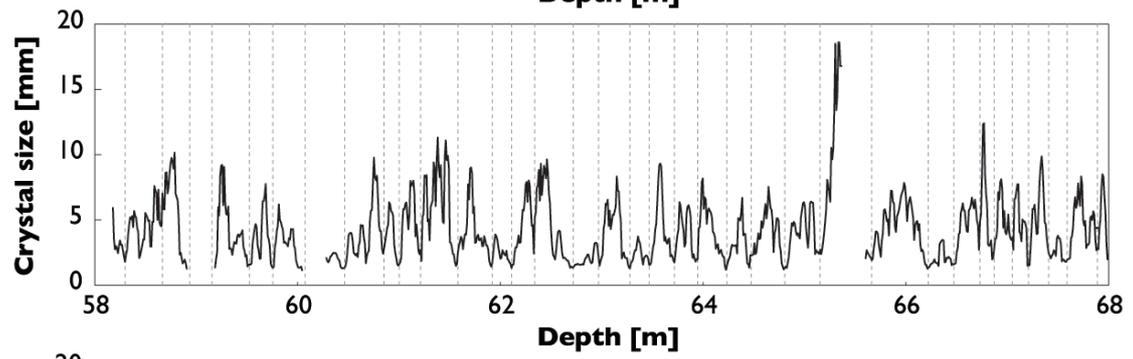
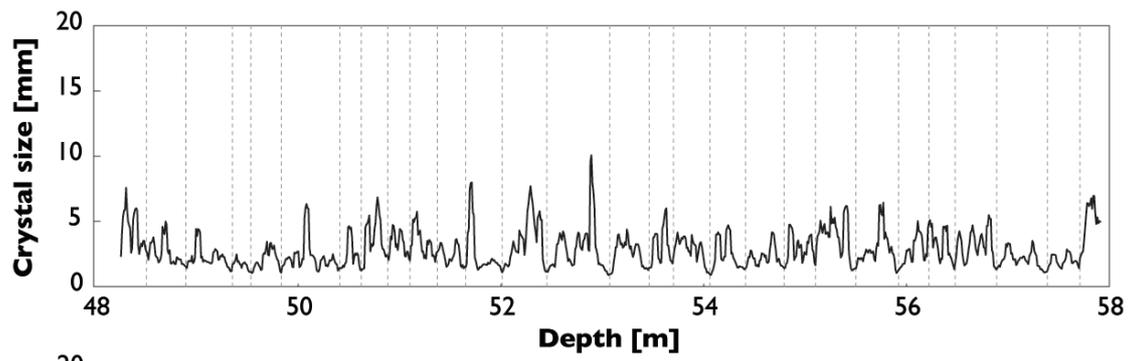


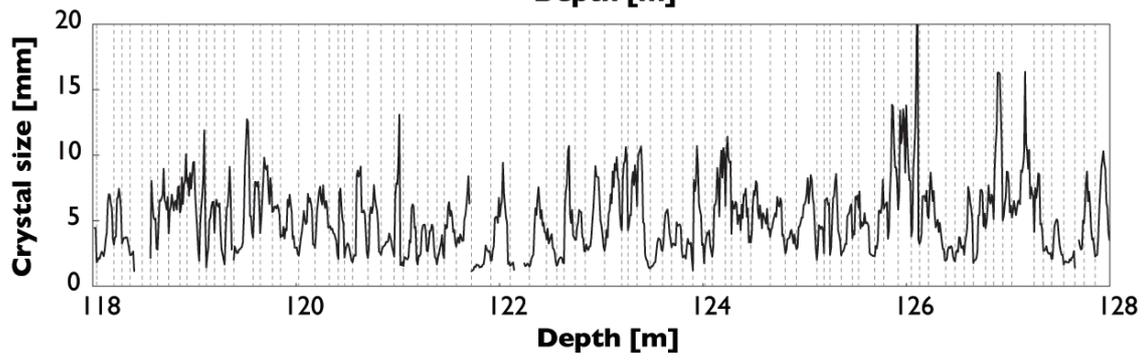
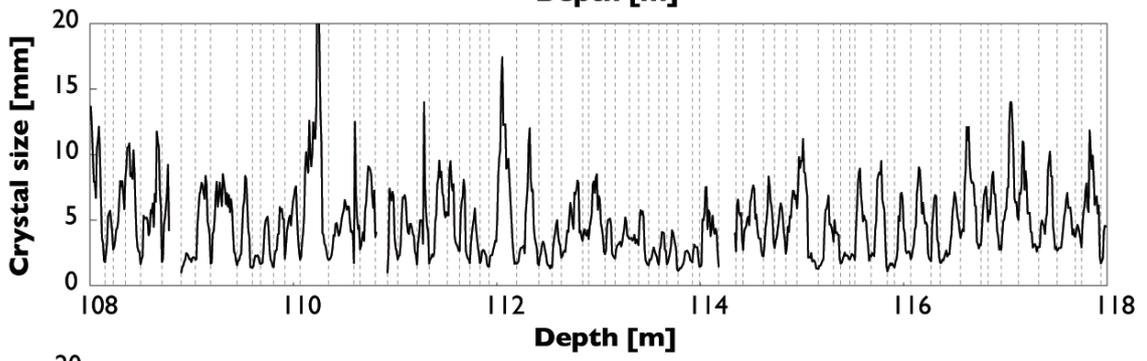
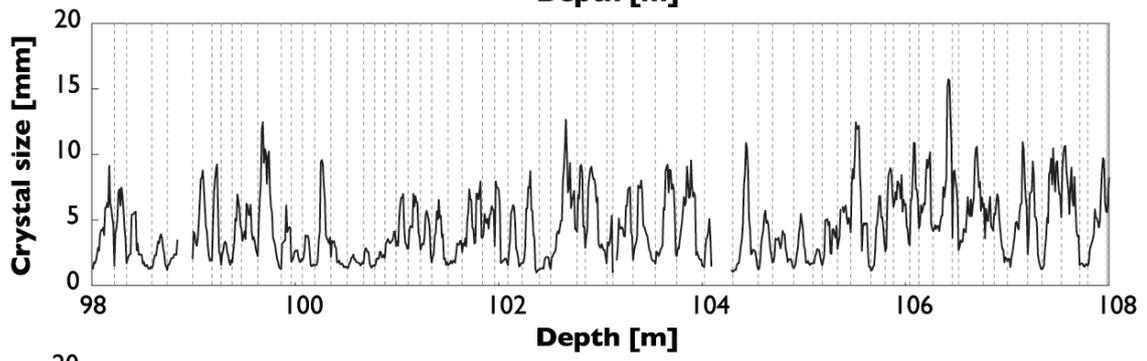
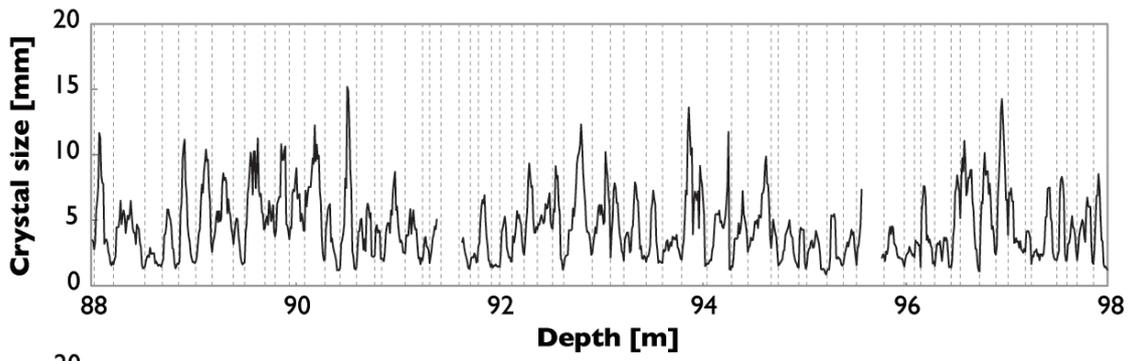
図 15. (a) カバノキ科、(b) モミ属+トウヒ属、(c) マツ属、(d) ヨモギ属の花粉および (e) トリチウム濃度の深度分布、(f) 花粉分布の 10–15 m 部分を拡大したもの、破線は年層の境界を表す。

48.25 m 深から 154.27 m 深部分においては、火山噴火シグナルを示準層とし、結晶粒径の季節変動をカウントして年代決定をおこない、1210 年から 1917 年の積雪に相当すると推定した (図 16)。火山噴火のシグナルとして、*Olivier et al.* [2006] で用いられている、非ダスト起源の SO_4^{2-} イオン濃度を意味する ex-SO_4^{2-} を用いた (図 17)。 ex-SO_4^{2-} は、産業化以前 (1815–1899 年、ただしタンボラ山が噴火した 1816 年を除く) の SO_4^{2-} イオン濃度と Ca^{2+} イオン濃度において回帰分析をおこない、求めた SO_4^{2-} イオン濃度と Ca^{2+} イオン濃度比を用いて計算する。ここでの Ca^{2+} イオン濃度は、ダストトレーサーとして用いられる。アメリカ–日本–ロシアグループのアイスコアでの値は 0.36 で、スイス–ロシアグループのアイスコアから得られた値 0.21 より大きかった。そして、 ex-SO_4^{2-} は下のような式で計算できる。

$$[\text{ex-SO}_4^{2-}] = [\text{SO}_4^{2-}] - 0.36[\text{Ca}^{2+}] \quad (17)$$

この式から求めた ex-SO_4^{2-} ピークに対応する火山噴火を推定する際には、スミソニアン自然史博物館発行の Global Volcanism Program データベースを参照した [Simkin and Siebert, 1994] (<http://www.volcano.si.edu/>)。北半球の VEI (Volcanic Explosivity Index) が 4 以上の大規模噴火のみを対象とした。アイスコアの約 157 m 深からイオン濃度の急激な上昇が確認できたため、本研究では 154.27 m 深の Katla 山噴火 (1210 年) シグナルと思われる ex-SO_4^{2-} ピークまでを対象とした。





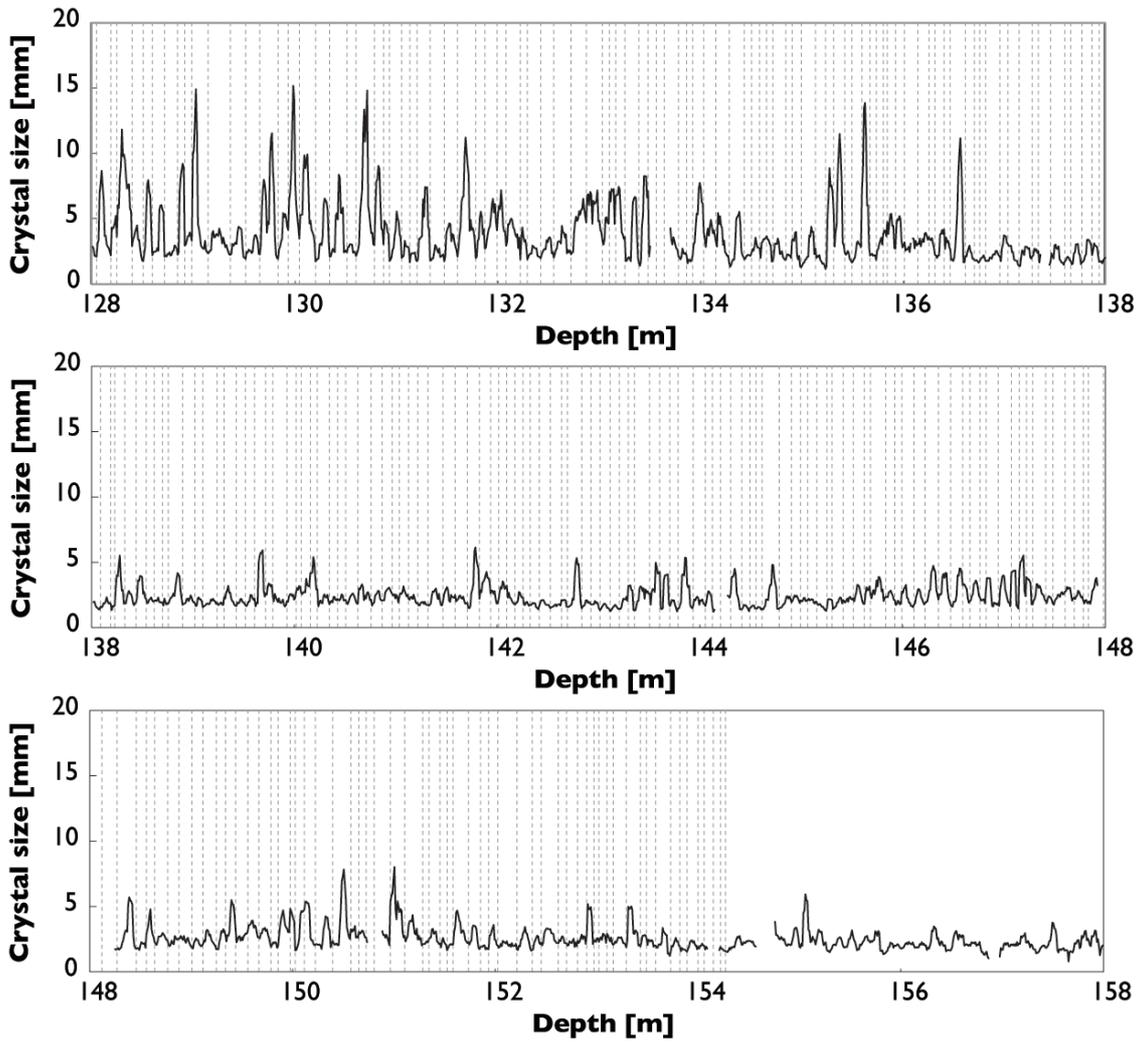


図 16. 48 m から 158 m 部分の結晶粒径の深度プロファイル (5 cm 移動平均)。破線は年層を表す。

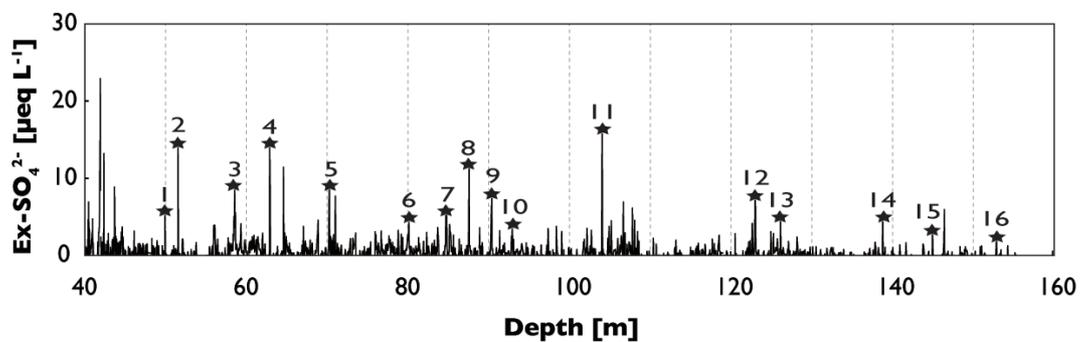


図 17. Ex-SO₄²⁻濃度の深度プロファイル。星印は下記の火山噴火のシグナルに対応する

ex-SO₄²⁻濃度ピークを表す。 1: Novarupta (1912), 2: Ksudach (1907), 3: Bandai (1888), 4: Grimsvotn (1873), 5: Hekla (1845), 6: Tambora (1815), 7: Usu (1769), 8: Katla (1755), 9: Shikotsu (1739), 10: Katla (1721), 11: Shiveluch (1650 ± 10), 12: St. Helens (1482), 13: Oraefajokull (1362), 14: Hekla (1300), 15: Reykjanes (1226), 16: Katla (1210).

花粉分析に基づいた年代と結晶粒径に基づいた年代をつなげるために、1963年のトリチウムピーク層よりも下部で、花粉の堆積順序が曖昧な年層を3年分除いて調整し、表面から154.27 m深部分は1210年から2003年の積雪に相当するとした。

カバノキ科、モミ属+トウヒ属、マツ属、ヨモギ属の4つのグループ48.25 mから71.32 m深部分において、花粉および結晶粒径の二つの手法で独立に年代を決定し、その結果の比較をおこなった。結晶粒径による年代では1839年から1917年の77年間の積雪に対応した。一方、花粉による年代決定では、1838年から1917年の78年間の積雪に対応し、二つの手法の差はたった1年であった。全く独立して年代を決めたにも関わらず、その差がたった1年であったことは、花粉および結晶粒径を用いた両年代決定法の確かさを表している。

4.2. 層位解析

図18は目視による観察で判別できた融解氷層の厚さおよびMFPの深度分布である。ここでのMFPはアイスコア10 cmあたりの融解氷層の割合を表す。表面から154.27 m深部分の、目視で確認できた平均融解氷厚は2.5 mmであった。7-8 m深付近が最も融解が激し

く、最も厚い 78 mm の融解氷層が観察できた。しかしながら、ほとんどの融解氷層は 10 mm 以下であり、酸素・水素同位体比でも、その変動がきちんと保存されており下層への流出の兆候は見られなかったことから、このアイスコアには過去の記録がきちんと残されていると言える (図 18, 19)。

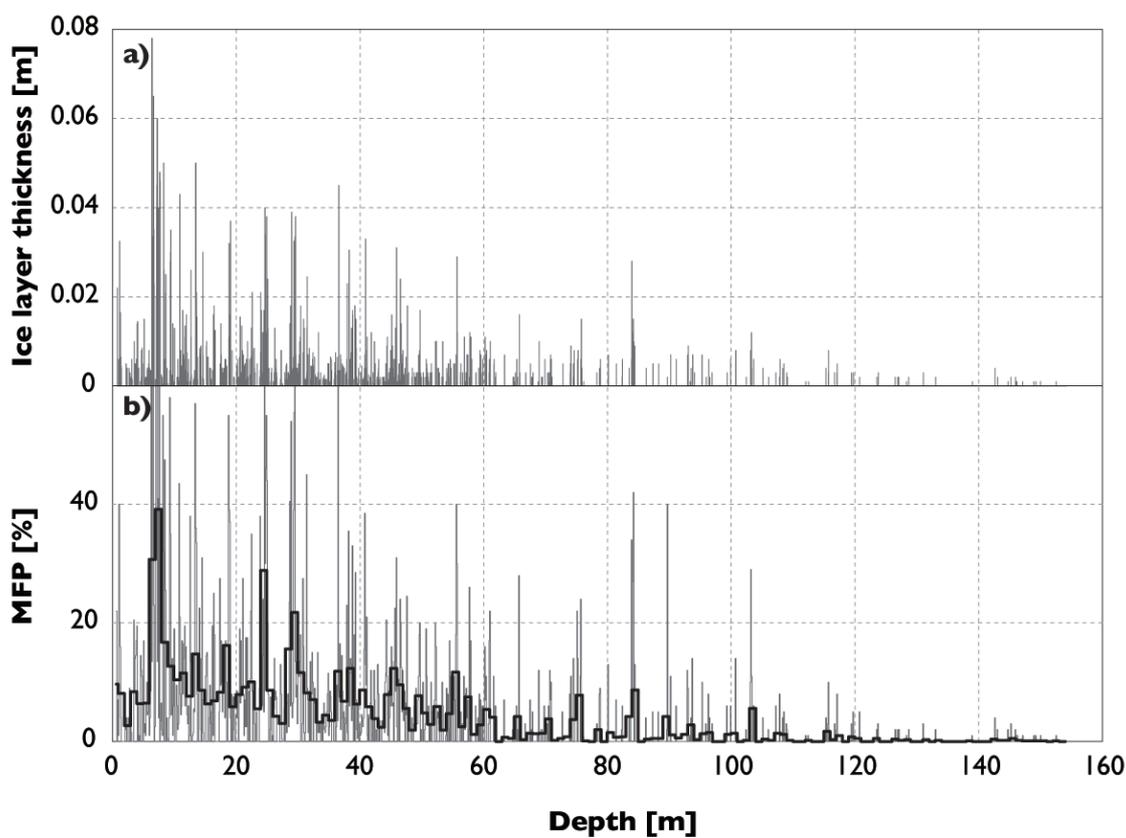


図 19. (a) 融解氷層の深度分布。実線は個々の融解氷層の厚さを表す。(b) MFP の深度分布。細線はアイスコア 10 cm 中の融解氷層の割合、太線は 1 m 平均を表す。

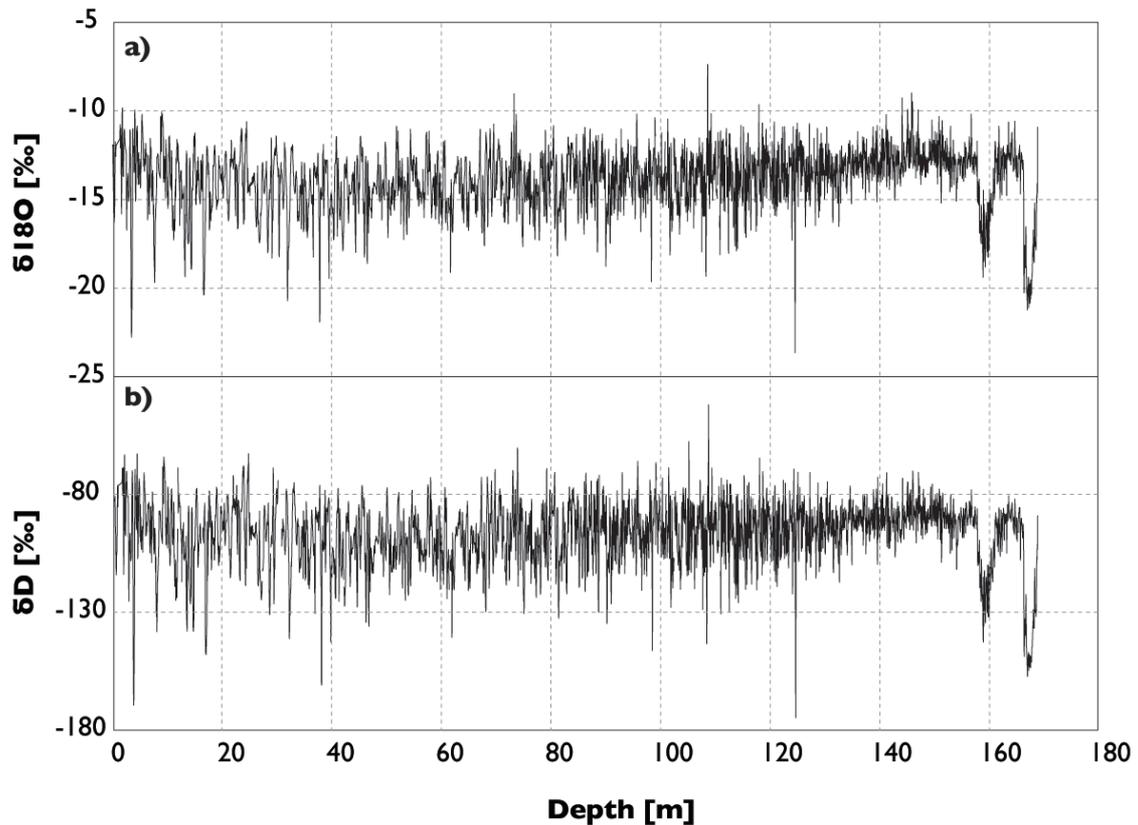


図 19. (a) 酸素同位体比と(b) 水素同位体比の深度プロファイル。

目視による観察には、圧密が進むにつれて融解氷層の判別がつきにくくなるという欠点がある。圧密が進むと、気泡が独立し、徐々に収縮していく。ゆえに、融解氷層とフィルン層のコントラストが低くなるため、特に薄い融解氷層は見えなくなってしまう。その様子は図 17 にも表れており、氷化深度 50 m より深部では、厚い融解氷層は深部でも確認できるものの、徐々に目視で観察できた融解氷層の数自体が減っている。これは、近年に比べて過去が寒冷であったということよりも、圧密によって目視での融解氷層の判別ができなくなったことによる結果である。したがって、融解氷層を用いた夏季気温復元は、表面から 48.25 m 深の部分で行うこととした。

氷結晶の再結晶化は、応力や歪みと温度によって次のように進んでいく [Alley, 1992].

I. 正常結晶粒成長：表面張力によって結晶粒界がゆっくりと移動していき、大きな結晶は小さな結晶を食いながらより大きく成長する。その結果、氷床の上部では時間が経過するとともに結晶も線形に成長していく。

II. 回転再結晶化（ポリゴン化）：氷の歪みが増加すると、単結晶内に副結晶粒界が形成され、副結晶粒が回転して結晶が分割される。この過程は結晶の成長を妨げ、結晶の成長は見られなくなる。

III. 動的再結晶化：結晶粒界が素早く移動し、大きな結晶が急激に成長する。

図 20 は、測定した結晶粒径の 1 m 毎の平均を示した図である。ベルーハアイスコアでは、およそ 95 m, 115 m, 120 m の極小値が徐々に増加していることから、130 m あたりまでが正常結晶粒成長にあたりと考えられる。そして、これより深い部分では回転再結晶化が起きていると考えられる。

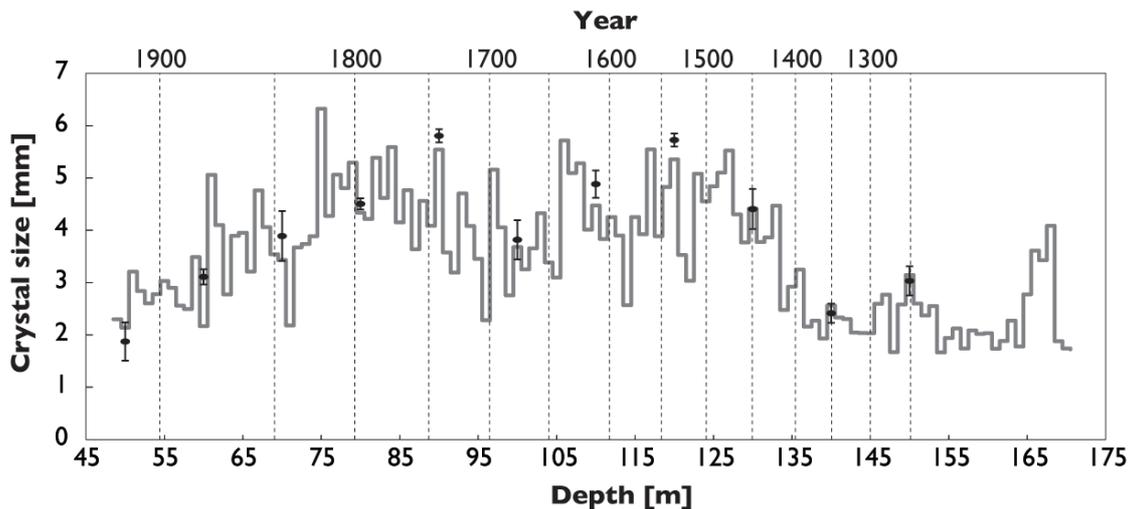


図 20. 結晶粒径の深度プロファイル（灰線）。黒丸および黒線は、結晶粒径測定用の直線をさらに二本引くことによって計算された平均および標準偏差である。破線は年代を表す。

4.3. スイス-ロシアグループとの比較

上部 48.25 m 部分において、スイス-ロシアグループのアイスコアから得られた年間涵養量と MFP との比較をおこなった (図 21)。1918 年から 2000 年の期間の平均年間涵養量は、アメリカ-日本-ロシアグループのアイスコアでは 460 ± 171 mm w.e., スイス-ロシアグループでは 481 ± 108 mm w.e. でこちらの方がやや多かった。二つのコアから復元された涵養量は、年平均および 5 年移動平均で有意な相関は見られなかった ($r = 0.10$ および $r = -0.080$)。この不一致は、両方のアイスコアで報告されている風による削剥や地形が影響していると考えられる。

一方、1918 年から 2000 年の期間の平均 MFP は、アメリカ-日本-ロシアグループのアイスコアでは $10.5 \pm 9.9\%$ 、スイス-ロシアグループでは $12.8 \pm 11.7\%$ であった。二つのコアの MFP は涵養量と違って年平均で有意な相関が見られた ($r = 0.50, p < 0.001$)。これは、冬季の柔らかい新雪に比べ、夏季の表面がクラスト、ざらめ雪および融解氷層が形成されて固くなるため、風に飛ばされることなく気候シグナルが保存されているためだと考えられる。二つのアイスコアの MFP は 1950 年頃までは低く、その後上昇し、1950 年代半ば、1960 年代半ば、1970 年代半ばから 1980 年頃に極大を示す。また、1980 年代から急激な温暖化を示し、1990 年代半ば極大を示す。1930 年代後半と 1980 年頃の不一致は年代決定の誤差が影響していると思われる。また、1980 年代にあたる部分は氷化していない部分で脆いために、掘削中や輸送中にフィルン層が欠けてしまったという可能性もある。しかしながら、異なる場所で掘削され、異なる手法によって年代が決められたアイスコアであるにもかかわらず、MFP が同様の変動を示したことから、MFP は気候変動の指標として有用であることがわかる。

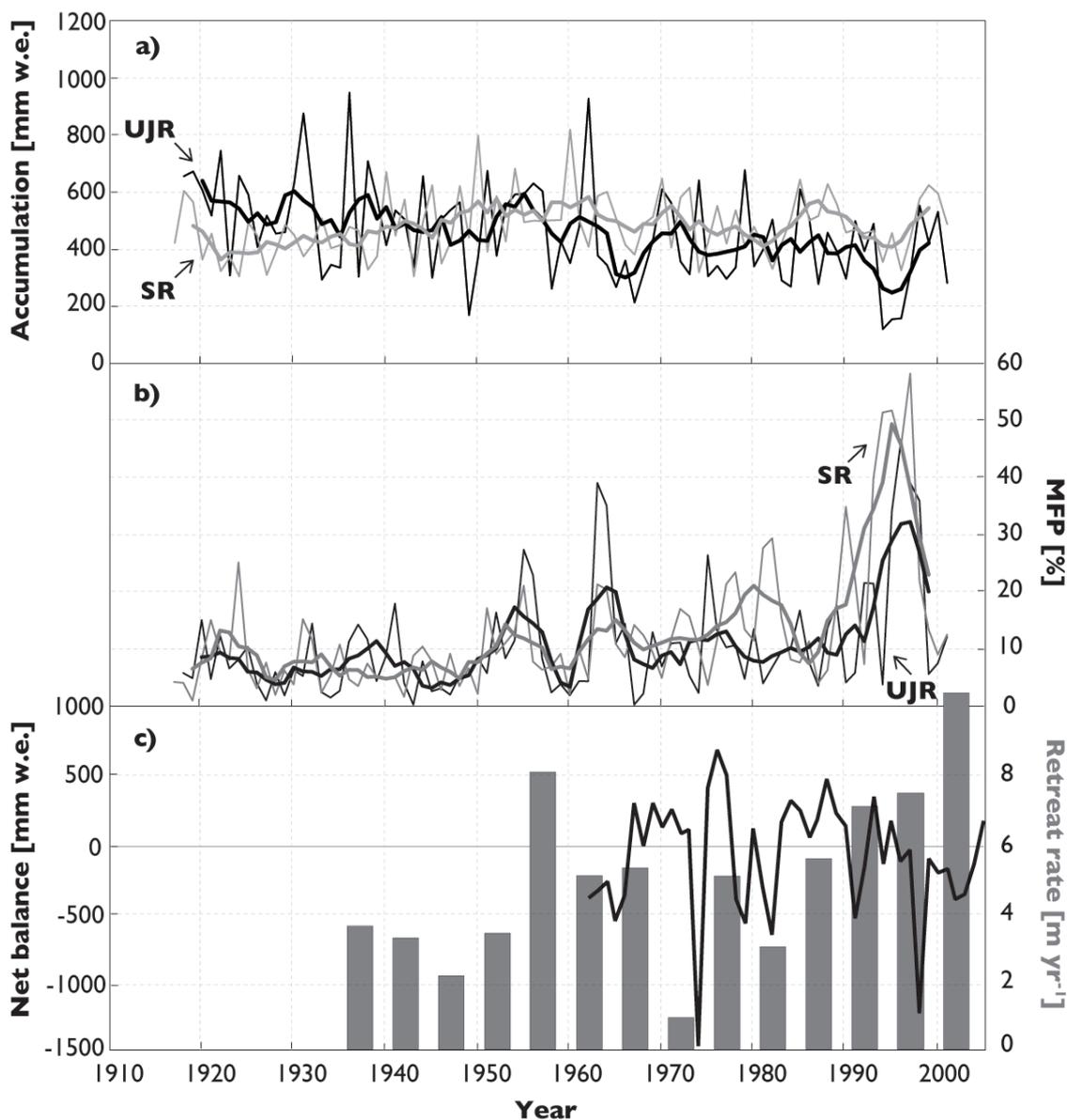


図 21. アメリカ-日本-ロシアグループ (黒線) とスイス-ロシアグループ (灰線) の (a) 年間涵養量, (b) MFP の変動. 細線は年々, 太線は 5 年移動平均を表す. (c) Maliy Aktru 氷河の質量収支 (黒線) および末端後退速度 (灰棒).

MFP の変動は, *Surazakov et al.* [2007] によって航空写真および衛星画像を用いて見積も

られた Maliy Aktru 氷河の末端後退速度と同様の変動を示した (図 21)。Maliy Aktru 氷河はベルーハ山の北東約 90 km に位置する氷河である。2006 年の時点で面積は 2.61 km²であった。1960 年代から質量収支の観測が行われており、そのデータは World Glacier Monitoring Service (<http://www.wgms.ch/>) で入手可能である。図 21 から、MFP の上昇に数年遅れて、末端後退速度が加速している様子がわかる。すなわち、夏季気温の上昇に数年遅れて、氷河の消耗が進んでいることがわかる。これは、Aktru 盆地の氷河の消耗の主な要因は夏季気温の上昇であるとしている Surazakov *et al.* [2007] の結論と一致する。したがって、MFP によって復元される気候変動が、掘削地だけではなくより広い地域の気候変動を反映していることがわかる。

Aktru 気象観測所の夏季気温と Maliy Aktru 氷河の質量収支の変動が一致しており ($r = -0.61$)、夏季気温の変動に応答して、その年内に質量収支が変動していることが確認されている [De Smedt and Pattyn, 2003]。この。一方、Maliy Aktru 氷河の氷河末端後退速度は、夏季気温の変動から数年遅れて変動している (図 21)。Aktru 気象観測所とアッケム気象観測所の夏季平均気温は、高い相関があった ($r = 0.83$) [Surazakov *et al.*, 2007]。ベルーハアイスコアの MFP と Maliy Aktru 氷河の質量収支の間には相関は見られなかったが ($r = -0.006$)、MFP を 2 年遅らすことで有意な相関が得られた ($r = 0.35, p < 0.05$)。これはアイスコアの年代に 2 年程度の誤差があること原因と考えられる。質量収支と末端後退速度の変動は気温と降水によって決まる。アイスコアの涵養量と Maliy Aktru 氷河の質量収支の間には弱い負の相関が見られたが ($r = -0.36, p < 0.05$)、2 年ずらすと相関は見られなかった。De Smedt and Pattyn [2003] も質量収支と Aktru 気象観測所の年平均あるいは夏季平均気温との間には相関が見られなかったとしている。これらの結果は、シベリア・アルタイ域の氷河の縮小の主な要因が夏季気温の上昇であることを示している。

4.4. 涵養量の復元

花粉の堆積順序および結晶粒径の季節変動から推定した年層の厚さを補正し、年間涵養量の変動を求めた (図 22)。1210 年から 2001 年の期間の平均年間涵養量は 425 ± 181 mm w.e.であった。1210 年から 1280 年頃までが最も涵養量の多い時期で、その後 1390 年代半ばまで減少傾向を示した。その後、1390 年代から涵養量は増加し、1450 年代にピークを迎え、再び減少傾向を示した。1540 年代から 1650 年代の期間はおよそ一定で、その後減少し、再び 1720 年代から 1850 年代の期間もおよそ一定である。その後涵養量は増加し、1920 年代から減少傾向を示した。

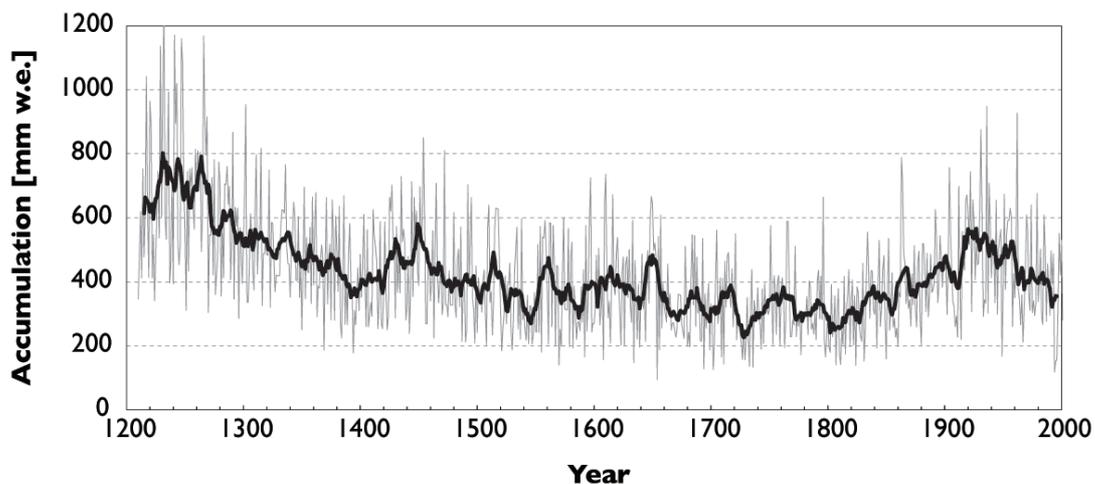


図 22. 1210 年から 2002 年の期間の年間涵養量の経年変動。細線は年々、太線は 11 年移動平均を表す。

年間涵養量のスペクトル解析をおこなった結果、2.9、4.9、99、158 年の周期が見られた (図 23a)。ウェーブレット解析をおこなった結果、1200 年代初期に 2 年から 8 年程度の

周期性が見られたが、ほとんど目立った周期性は見られなかった (図 24). また、日本の杉 (*Cryptomeria japonica*) 年輪の $\Delta^{14}\text{C}$ の解析から、1645 年から 1715 年までの太陽黒点数が著しく減少したマウンダー極小期間では、11 年の Schwabe 周期よりも長い 14 年の周期が見られ [Miyahara *et al.*, 2004], 1415 年から 1534 年までのシュペーラー極小期間では、11 年の周期が見られたと報告されている [Miyahara *et al.*, 2006]. そこで、ベルーハアイスコアの涵養量でも、マウンダー極小期間でスペクトル解析をおこなった結果、2.1, 2.4, 35 年の周期が見られたが、14 年の周期は見られなかった (図 23b). そして、シュペーラー極小期間でのスペクトル解析の結果、7.5, 23 年の周期が見られたが、11 年の周期は見られなかった (図 23c).

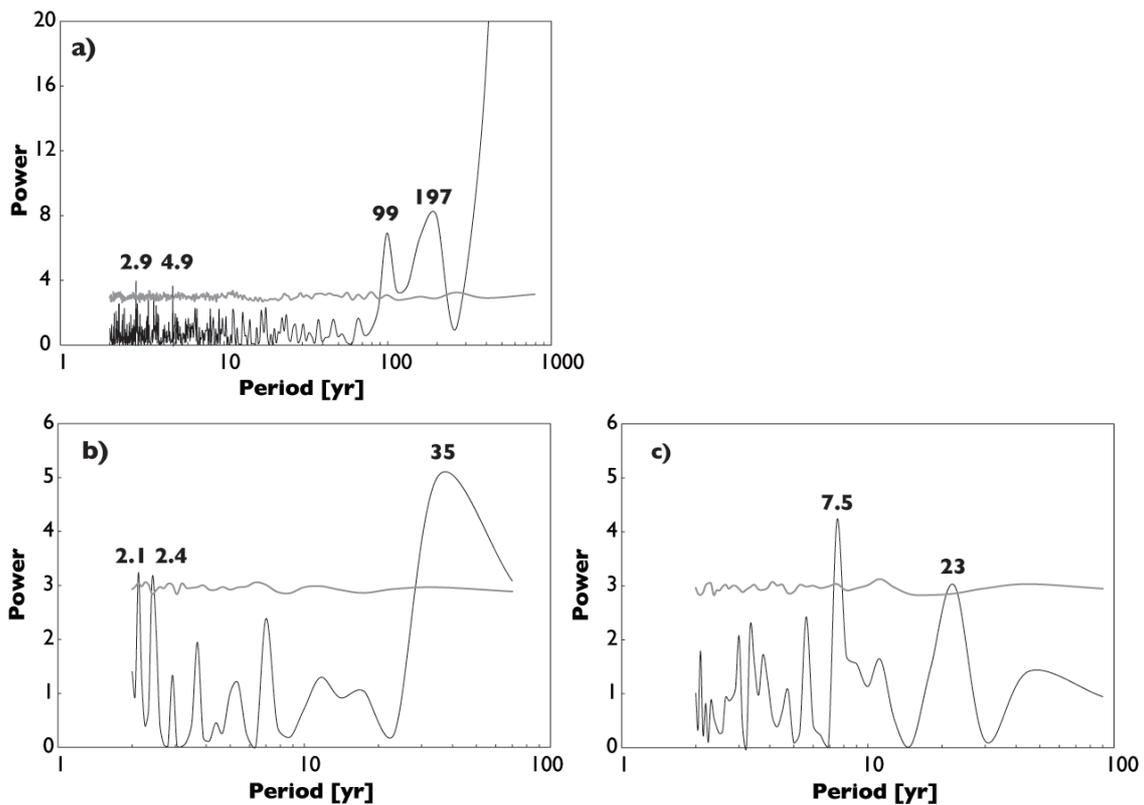


図 23. (a) 1210 年から 2001 年, (b) 1645 年から 1715 年のマウンダー極小期, (c) 1415

年から 1534 年のシュペーラー極小期における年間涵養量のスペクトル解析結果. 灰線は有意水準 5 %を表す.

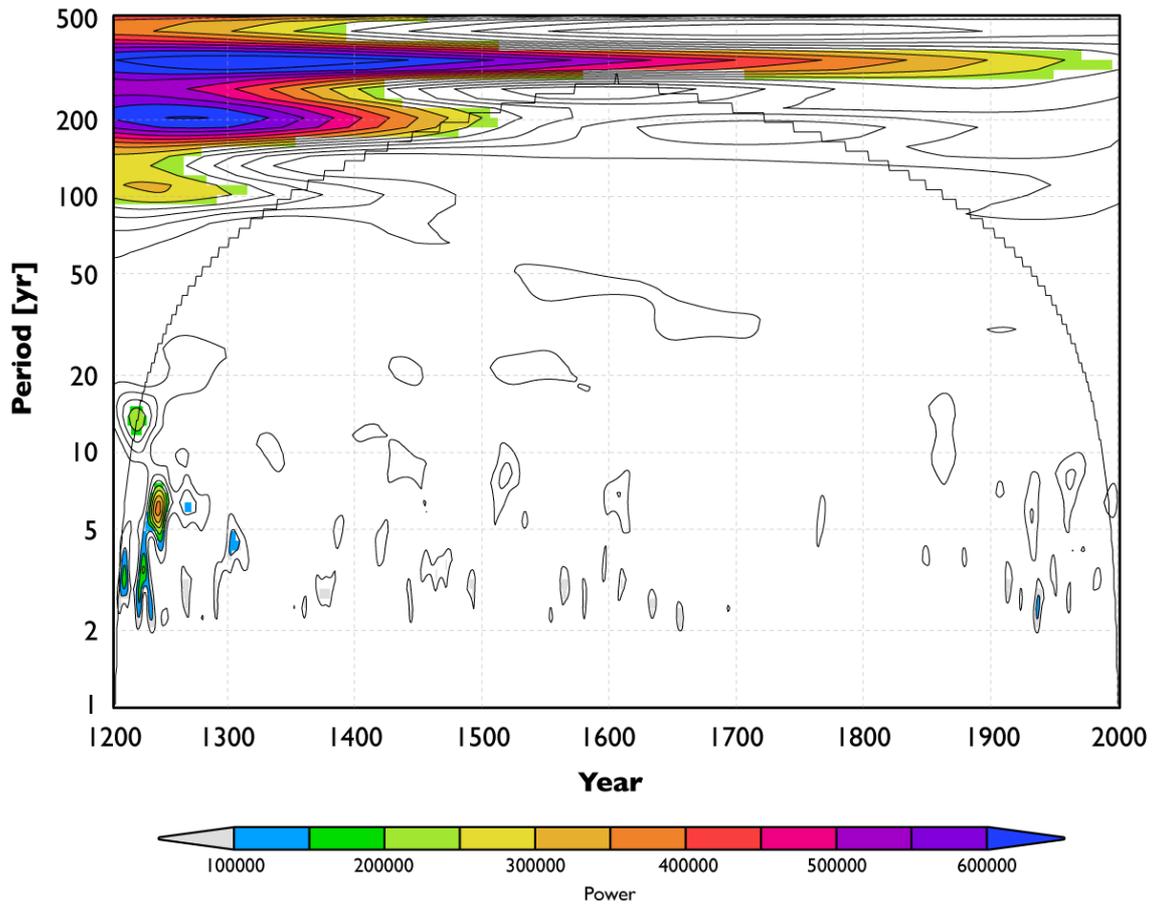


図 24. 1210 年から 2001 年の期間の年間涵養量のウェーブレット解析結果. 色付き部分は 5 %有意水準以下を表す.

4.5. 夏季気温復元

4.5.1. 融解氷層を用いた復元

表面から 48.25 m 部分は、融解氷層を用いた夏季気温復元をおこなった。まず、年層内の融解氷層の厚さの合計 (AMT: Annual Melt Feature Thickness) とアックムの気温データから式 (1) を用いて推定した掘削地の夏季気温の関係を調べた (表 2)。1951 年から 2000 年の期間において、8 月の平均気温 ($r = 0.35, p < 0.01$), 6-8 月 (JJA) の平均気温 ($r = 0.32, p < 0.05$) および 7-8 月 (JA) の平均気温 ($r = 0.36, p < 0.01$) と有意な相関を示した。この結果より、融解氷層は夏季気温を反映していることが確認できる。本研究では、6-8 月 (JJA) の平均気温と融解氷層の関係に基づいて気温復元をおこなった。

表 2. 掘削地の推定気温と年層内の融解氷層の厚さの合計との相関係数 (*: $p < 0.05$, **: $p < 0.01$).

	6 月	7 月	8 月	7-8 月	6-8 月
相関係数	0.09	0.20	0.35*	0.36**	0.32*

年々での 6-8 月 (JJA) の平均気温と AMT の関係に基づいて回帰式を求めて復元した夏季気温は、掘削地の推定気温の変動に比べ ($\sigma = 0.36$ °C), 幅の小さいものであった ($\sigma = 0.12$ °C). そこで、年代の誤差の影響も考慮し、年々ではなく 5 年移動平均の 6-8 月の平均気温および AMT の関係に基づいて ($r = 0.32, p < 0.05$), 回帰式を求めた。

$$T_{JJA} = 5.2 \times 10^{-4} AMT - 5.2 \quad (18)$$

5年移動平均での相関関係に基づいた復元によって、変動幅が改善され ($\sigma = 0.31$ °C), さらに精度のよい復元ができた (図 25). また, 式 (18)による夏季気温と掘削地の推定気温との間の相関係数は 0.32 ($p < 0.05$)であった.

次に, 年層内の融解氷層の厚さの合計と年間涵養量の逆数の重回帰式による夏季気温復元をおこなった. 年々での関係に基づいた復元をおこなったところ, 先ほどと同様に変動幅の小さい結果が得られた ($\sigma = 0.12$ °C). しかしながら, 5年移動平均での年層内の融解氷層の厚さと合計 (mm)と年間涵養量の逆数 (mm w.e.⁻¹)の関係に基づいた重回帰式で復元を行なうことで, 変動幅は改善された (図 25).

$$T_{JJA} = 4.1 \times 10^{-3} AMT + \frac{88}{b} - 5.4 \quad (19)$$

また, 式 (19)による夏季気温と掘削地の推定気温との間の相関係数は 0.33 ($p < 0.05$)であった. この重回帰式で復元された気温は, 掘削地の推定気温と比べ, やや変動幅が小さい (表 3). これは, この式では -5.4 °C 以下の気温は復元されないことが原因の一つと考えられる.

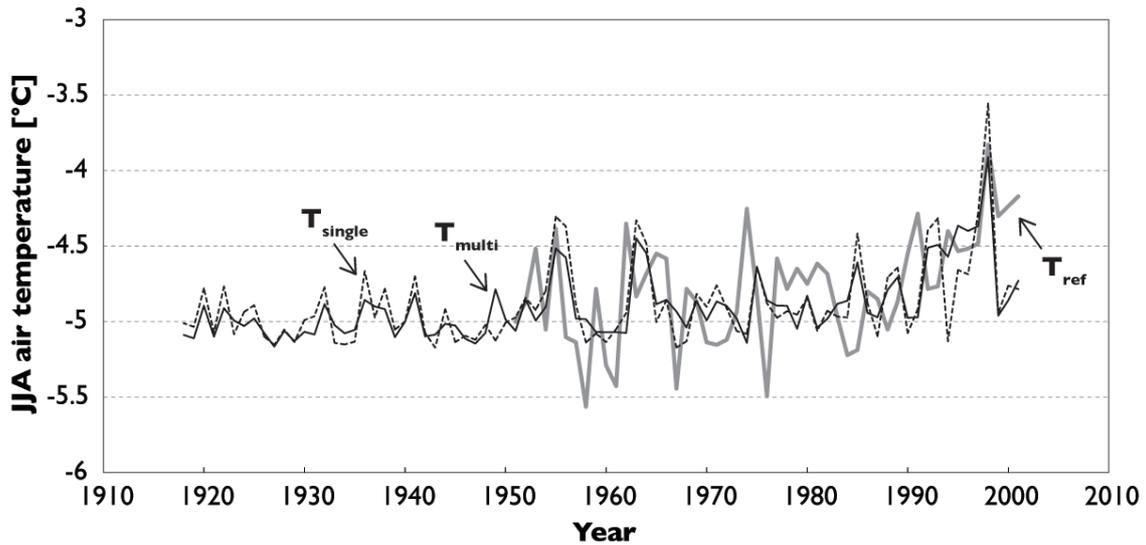


図 25. 掘削地の推定気温（灰線）と年層内の融解氷層の厚さの合計の回帰式（破線）と年層内の融解氷層の厚さの合計と年間涵養量の逆数の重回帰式（実線）による夏季気温復元。

式 (12)で表されるスイス-ロシアグループが用いた手法での復元をおこなったところ、復元された夏季気温は低いものであった（図 26）。すべての復元結果において、近年温暖化している様子が表れており（表 3）、特に 1990 年代からは急激に温暖化していることがわかる（図 26）。アルタイ域の氷河末端位置および質量収支の記録から、1990 年代以降に氷河縮小が進んでいることが確認されている [Shahgedanova et al., 2010]。したがって、この二つの結果の一致からも、アルタイ域の氷河の縮小の主な原因が夏季気温の上昇であると言える。

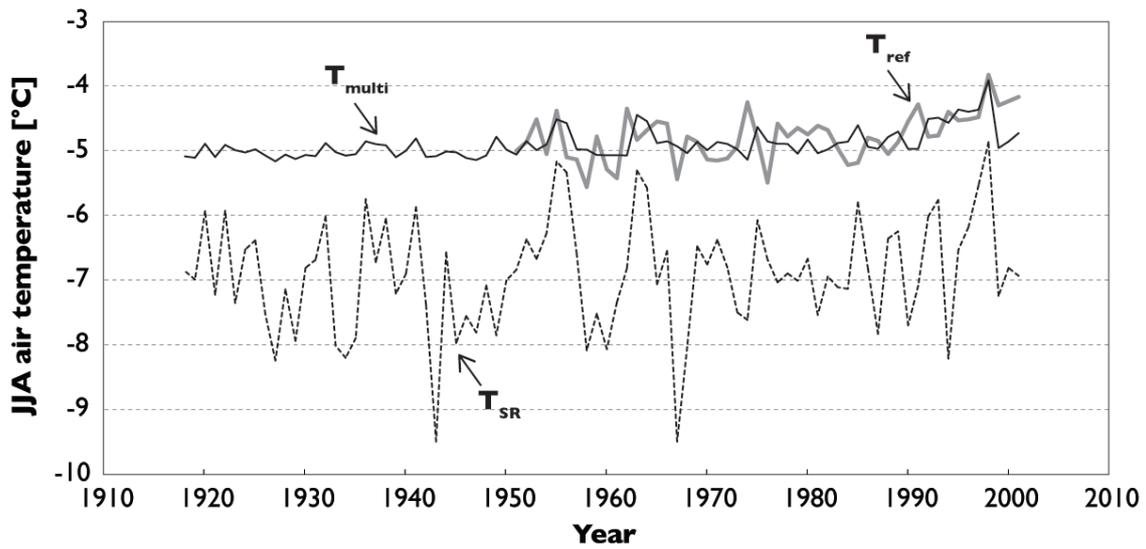


図 26. 掘削地の推定気温（灰線）と年層内の融解氷層の厚さの合計と年間涵養量の逆数の重回帰式（実線）とスイス-ロシアグループの手法（破線）による夏季気温復元。

表 3. それぞれの平均気温, 1951 年から 2000 年の期間における温暖化傾向, 標準偏差.

	平均気温	温暖化傾向	標準偏差
掘削地の推定気温	-4.8 °C	+ 0.52 °C/50 yr	± 0.36 °C
融解氷層厚の回帰式	-4.8 °C	+ 0.26 °C/50 yr	± 0.31 °C
融解氷層厚と涵養量の逆数の重回帰式	-4.8 °C	+ 0.34 °C/50 yr	± 0.25 °C
スイス-ロシアグループが用いた経験式	-6.8 °C	+ 0.17 °C/50 yr	± 0.88 °C

4.5.2. 結晶粒径を用いた復元

48.25 m から 154.27 m 部分においては, 不純物の影響を除いた初期結晶断面積の中央値

を標準化したもの（有効結晶面積）を用いた気候復元をおこなった。この深度の年代に対応するアッケムの気温データは存在しないため、式 (5)と (6)を用いてバルナウルの気温データから推定した掘削地の気温との比較をおこなった結果、1938年から1916年の期間において、年平均、3-11月平均気温、5-9月平均気温と有効結晶面積は相関を示した（表4）。本研究では、有効結晶面積は5年移動平均でも相関を示す5-9月の平均気温を反映しているとした。多少の違いは見られるものの、傾向は一致しており、1880年代前半のような特に寒冷な年も反映されている（図27）。

表 4. 有効結晶面積と掘削地の推定気温との相関係数 (*: $p < 0.05$, **: $p < 0.01$, ***: $p < 0.001$).

	年平均	5年平均	10年平均	5年移動平均
年平均	0.24**	0.66***	0.78**	0.46
3-11月	0.23**	0.54**	0.75**	0.45
5-9月	0.21*	0.58**	0.80**	0.62*

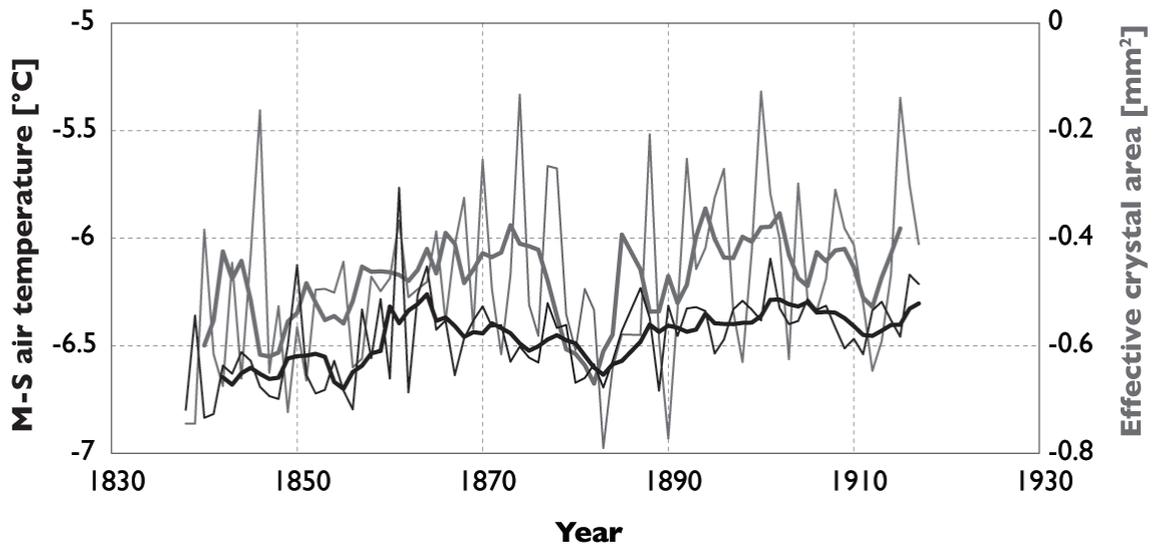


図 27. 5-9 月の掘削地の推定平均気温（黒線）と有効結晶面積（灰線）の変動。細線は年々、太線は 5 年移動平均を表す。

図 28 は、1213 年から 1916 年の期間における有効結晶面積の変動である。図 26 で示した期間は寒冷で結晶も小さかった時期に当たるため、その期間で掘削地の推定気温と有効結晶面積の相関から回帰式を求めて気温の復元をおこなった場合、温暖であった時期は高い気温が復元されてしまうため、気温の復元は行なわずに寒暖の議論のみをおこなった。14 世紀から 19 世紀にかけて小氷期と呼ばれる寒冷期があったとされており、有効結晶面積の変動からは 1670 年代から特に寒冷な時期が続き、1830 年代に小氷期期間中で最も寒冷であったことが伺える。この結果は、北半球では 18 世紀初頭から半ばに最も広く寒冷であったという報告と一致する [Grove, 1988]。また、9 世紀から 14 世紀には、中世の温暖期と呼ばれる温暖期があったとされるが [Lamb, 1965]、有効結晶面積の変動からは、その温暖な時期が継続していたわけではないことが伺える。この結果と同様の結果がモンゴルでの樹木年輪研究においても得られており [D'Arrigo et al., 2001]、中世の温暖期が全世界的に共通して

起きた現象ではないことがわかる。

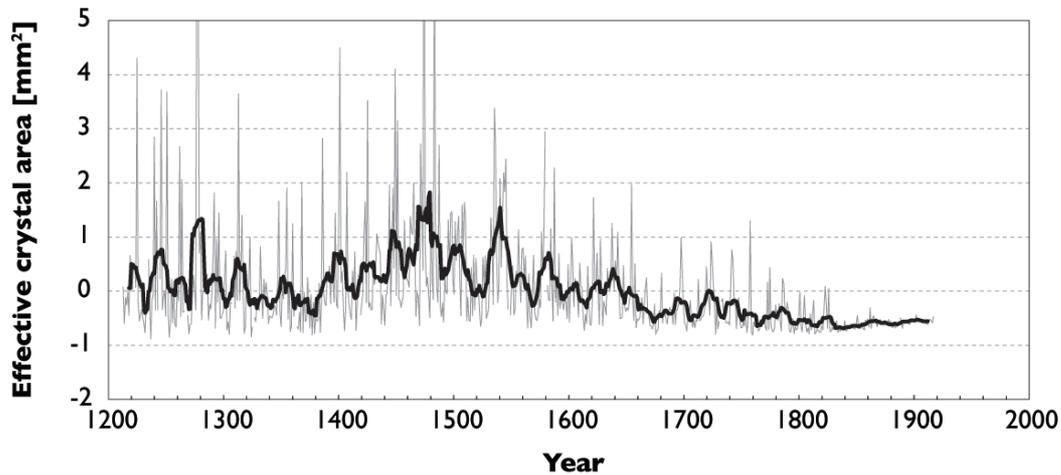


図 28. 1213 年から 1917 年の期間の有効結晶面積の経年変動。細線は年々、太線は 11 年移動平均を表す。

有効結晶面積のスペクトル解析の結果, 2.1, 2.9, 4.4, 4.8, 5.4, 8.5, 8.6, 12, 19, 38, 165, 234 年の周期が見られた (図 29a)。ウェーブレット解析をおこなった結果, 1200 年代後半に約 2 年から 20 年程度, 1400 年代後半に約 2 年から 5 年程度および 10 年程度の周期性が見られた (図 30)。マウンダー極小期間でのスペクトル解析の結果, 6.4, 14, 35 年の周期が見られた (図 29b)。この結果は, Miyahara *et al.* [2004]のマウンダー極小期間では, 11 年の Schwabe 周期よりも長い 14 年の周期が見られたという結果と一致する。また, 35 年周期は涵養量のスペクトル解析結果においても確認できた周期である。全球気候モデルによるシミュレーションによって, 北大西洋の海面水温偏差が 35 年周期を示すという結果が報告されており [Timmermann *et al.*, 1997], この結果はマウンダー極小期間のスペクトル解析結果と一致する。そして, シュペーラー極小期間でのスペクトル解析の結果, 3.0, 9.0,

10, 12, 33 年の周期が見られた (図 29c). この 10 年および 12 年周期は, *Miyahara et al.* [2006] で報告されている 11 年周期にあたりと考えられる.

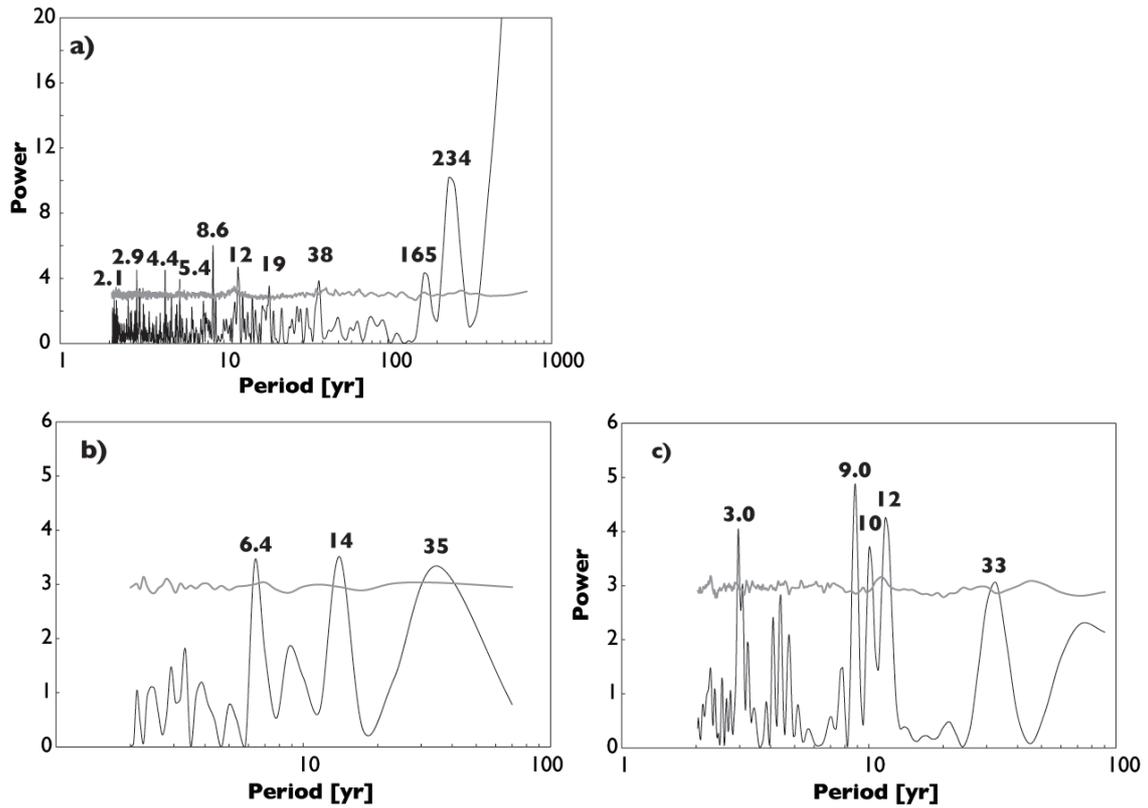


図 29. (a) 1210 年から 2001 年, (b) 1645 年から 1715 年のマウンダー極小期, (c) 1415 年から 1534 年のシュペラー極小期における有効結晶面積のスペクトル解析結果. 灰線は有意水準 5%を表す.

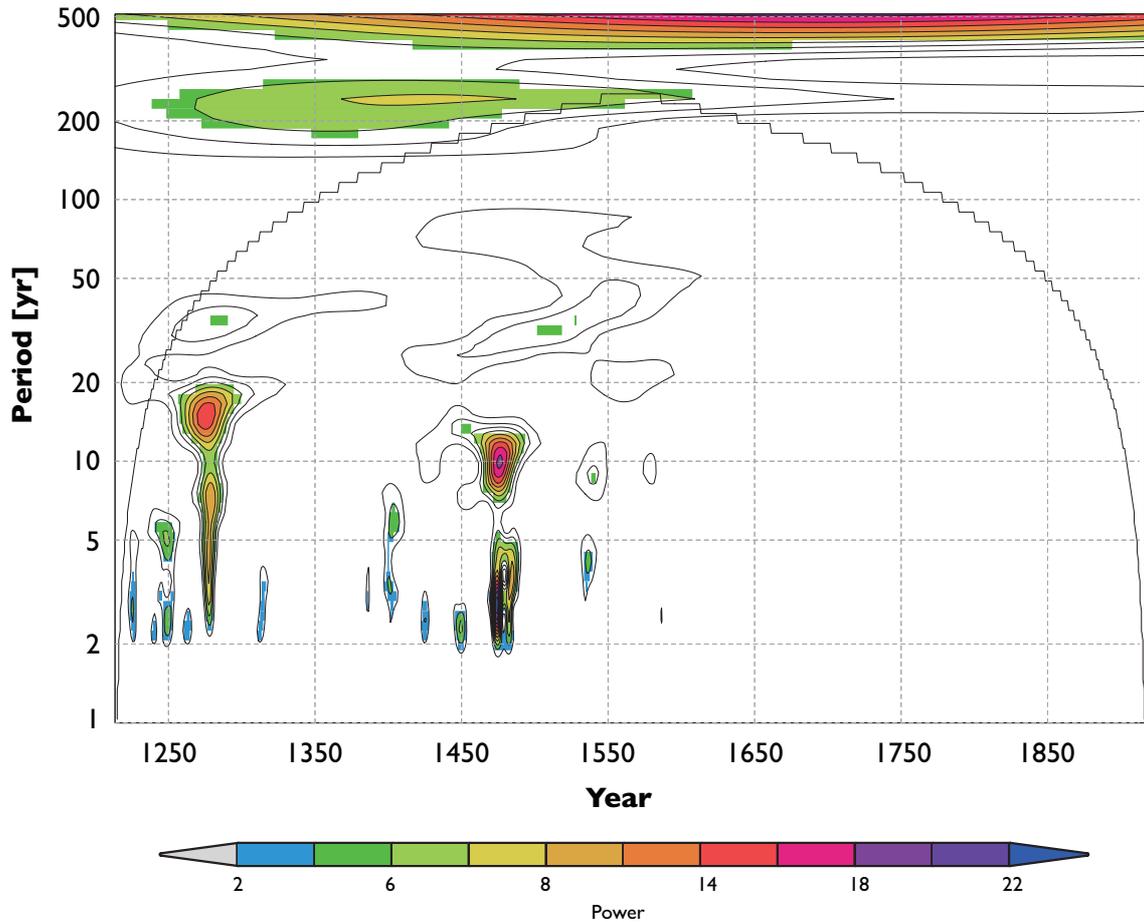


図 30. 1213 年から 1917 年の期間の年間涵養量のウェーブレット解析結果。色付き部分は 5% 有意水準以下を表す。

4.6. 水環境復元

図 31 は、アイスコアから求めた干ばつ指数の経年変動である。1270 年代, 1390 年代, 1470 年代, 1540 年代, および 1580 年代に温暖で乾燥, 1230 年代, 1260 年代, 1370 年代, 1510 年代, 1640 年代に寒冷で湿潤であったことがわかる。Solomina and Alverson [2004]で、東シベリア、南シベリアにおける気候復元結果がまとめられており、アルタイ山脈の氷河

湖堆積物の層位からおよそ 540 ± 25 年前, すなわち 1410 ± 25 年頃に温暖で乾燥していたこと [Ivanovsky *et al.*, 1982], アルタイ域の河川流量がおよそ 540 ± 25 年前, すなわち 1410 ± 25 年頃に減少したことが述べられている [Butvilovsky, 1993]. これらの報告は, アイスコアから求めた干ばつ指数の 1390 年代のピークと一致する.

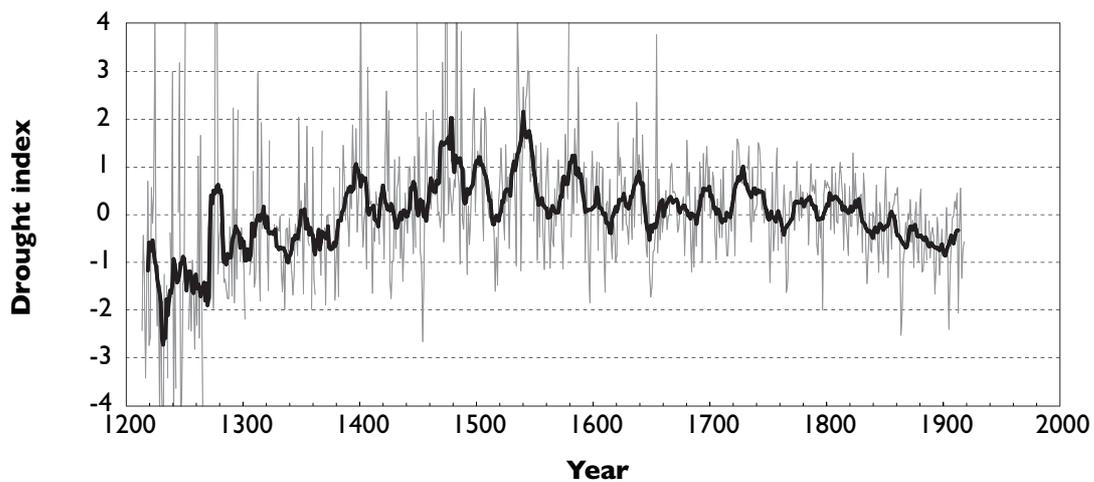


図 31. 1213 年から 1917 年の期間の干ばつ指数の経年変動. 細線は年々, 太線は 11 年移動平均を表す.

第 5 章 議論

5.1. 夏季気温復元

スイス-ロシアグループの手法を用いて復元した夏季気温は低い値を示した。まず原因として考えられるのは、風による削剥によって復元された涵養量が実際の涵養量よりも少なくなってしまうことである。そして、復元された年間涵養量 (460 mm w.e.) はアックム气象観測所の年間降水量 (537 mm) に比べて少ない。しかしながら、より多い涵養量があったとして計算しても、1940 年のような融解の少ない年の復元される気温は低いままであった。

次に考えられる原因は、復元する際に用いた式 (11) の影響である。この式は世界中の氷河での観測結果に基づいて求められたものだが、氷河のどの場所で観測したデータを用いたのかという詳しい記述はない [Krenke and Khodakov, 1966]。スイス-ロシアグループの手法を用いて復元した夏季気温は低い値を示したのは、この式を求めるために用いたデータに涵養域での観測結果が含まれていたことが原因と考えられる。消耗域は涵養域に比べ、アルベドが低い。したがって、同じ気温であったとしても、消耗域の方が融解量が多く、結果としてより厚い融解氷層が形成される。すなわち、同じ厚さの融解氷層があったとした場合、消耗域のものの方が低い気温下で形成されたものとなる。ゆえに、消耗域での観測に基づいた経験式を用いると、より低い気温が復元されてしまうことになる。

スイス-ロシアグループのアイスコアから復元された AMT と年間涵養量を用いて、重回帰式 (19) で夏季気温復元をおこなった (図 32)。本研究のアイスコアとは年間涵養量に

不一致があるにもかかわらず、二つの気温は有意な相関を示した ($r = 0.59, p < 0.001$)。これは重回帰式を用いた復元において、年間涵養量の影響がそれほど大きくないことを表す。さらに、二つのアイスコア間の AMT および年間涵養量の逆数の二乗平均平方根偏差 (RMSD: Root Mean Square Differences) を計算したところ、58.1 mm および $1.35 \times 10^{-3} \text{ mm w.e.}^{-1}$ で、それぞれ $0.24 \text{ }^\circ\text{C}$ および $0.12 \text{ }^\circ\text{C}$ に対応する。したがって、年間涵養量よりも融解氷層の変化の影響の方が大きいことが確認できる。

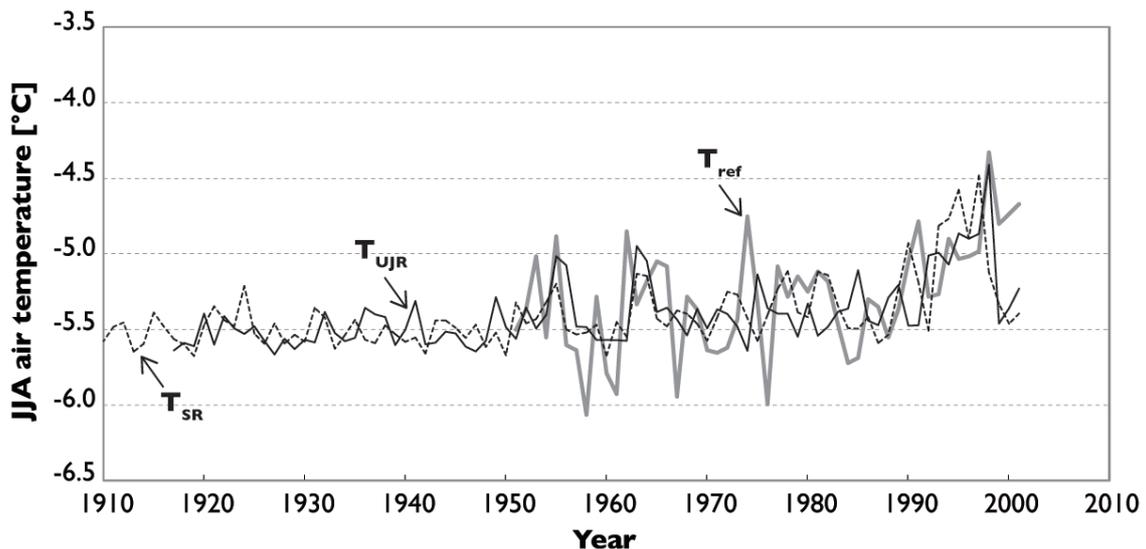


図 32. アメリカ-日本-ロシアグループ (実線) とスイス-ロシアグループ (破線) それぞれの年層内の融解氷層の厚さの合計と年間涵養量を使って、重回帰式 (19) から復元した夏季気温と掘削地の推定気温 (灰線)。

バルナウル気象観測所の気温データがある 1838 年から 1916 年の期間において、夏季の気候指標として用いた融解氷層と有効結晶面積との関係を検証した。年層内の融解氷層の厚さの合計 (AMT) と有効結晶面積の間には、年々 ($r = 0.20$)、5 年移動平均 ($r = 0.42$)、

11 年移動平均 ($r = 0.56$)のいずれも有意な相関は見られなかった。また、AMT とバルナウルの気温データから推定した掘削地の気温との間にも有意な相関は見られなかった ($r = 0.19$)。これは、検証した期間が寒冷期にあたり、温暖な近年でさえも 0°C を超えることがほとんどない掘削地においては、融解氷層があまり形成されなかったためであると考えられる。

5.2. 太陽活動と気候指標の関係

5.2.1. 太陽活動と水安定同位体比、涵養量の関係

スイス-ロシアグループのアイスコアでは、酸素同位体比は気温の指標であり、その気温は太陽活動の変動から 10 年から 30 年遅れて変動しているという結果が示された [Eichler *et al.*, 2009a]。この遅れは、太陽放射量の変動によって引き起こされた大気海洋循環の変化のためであるとされた。しかしながら、アッケム気象観測所の気温データがある期間においては、本研究で用いたアイスコア中の酸素同位体比は年々および 5 年平均での月平均気温、夏季気温、スイス-ロシアグループが用いている 3-11 月の平均気温いずれとも有意な相関は見られなかった。

次に、アイスコアから得られる気候指標と太陽活動との関係について検討した (図 33, 表 5)。太陽活動の指標として、年輪の $\Delta^{14}\text{C}$ から復元された太陽変調変数を用いた [Muscheler *et al.*, 2007]。

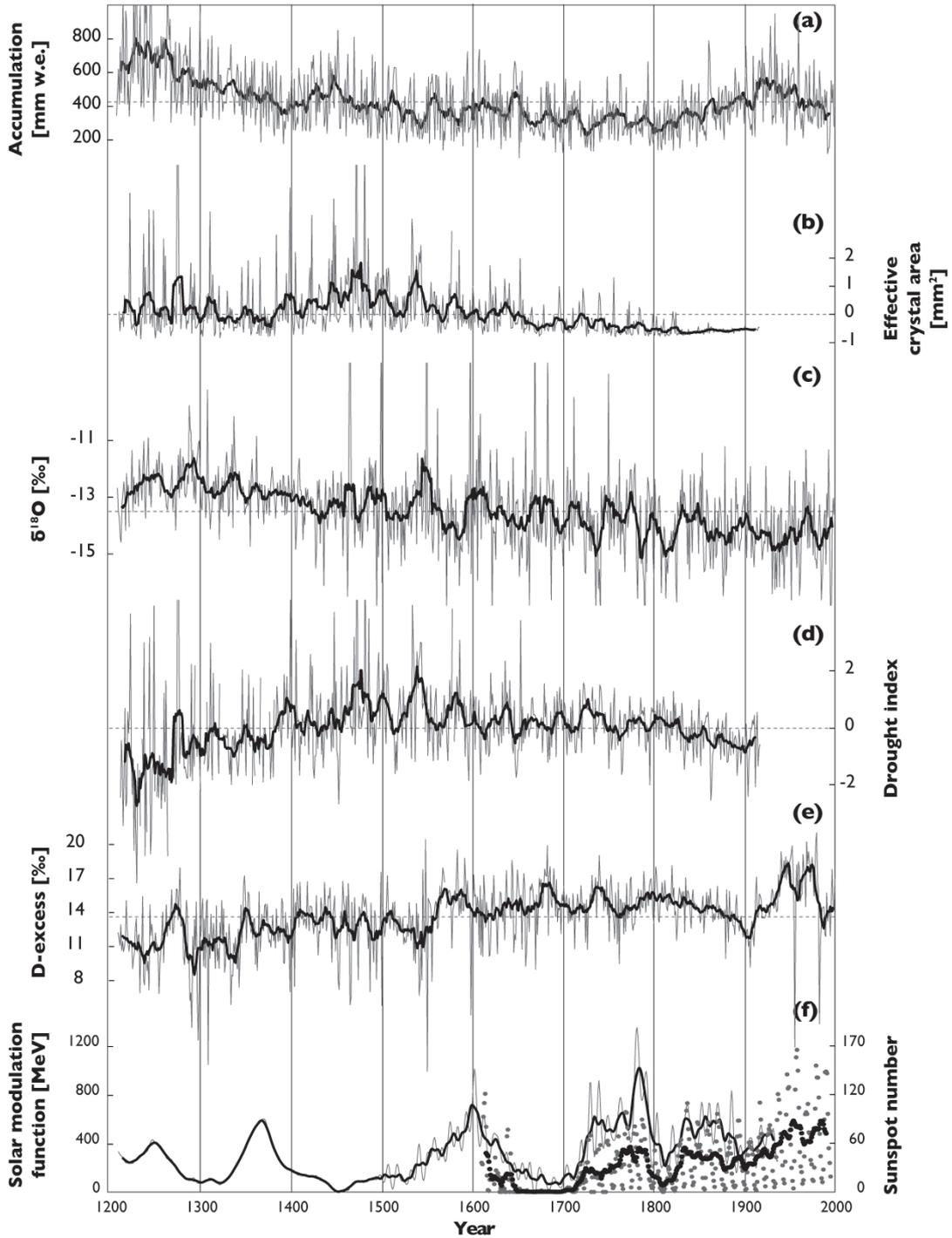


図 33. (a) 年間涵養量, (b) 有効結晶面積, (c) 酸素同位体比, (d) 干ばつ指数, (e) d-excess, (f) 太陽黒点数 (点) および太陽変調変数 (実線) の経年変動. 細線および灰点は年変動, 太線および黒点は 11 年移動平均を表す.

表 5.5 年平均での有効結晶面積，涵養量，酸素同位体比および d-excess 間の相関係数

(*: $p < 0.05$, **: $p < 0.01$, ***: $p < 0.001$).

	涵養量	$\delta^{18}\text{O}$	d-excess	太陽活動
有効結晶面積	0.21*	0.22**	-0.26**	-0.37***
涵養量		0.32***	-0.44***	-0.20*
$\delta^{18}\text{O}$			-0.61***	-0.29***
d-excess				0.33***

酸素同位体比と気温の間には有意な相関を見られなかったが，涵養量との間には強い相関が見られた ($r = 0.32, p < 0.001$). これは，涵養量が増加すると，その分酸素同位体比が重くなることを示唆する．対象地域は夏季に降水が集中するため，年間降水量の増減はほぼ夏季降水量の増減によって決まる．したがって，涵養量すなわち夏季の降水量が増加すると，年間の降水のうちの重い酸素同位体比を持つ夏季の降水の割合が増加するため，年平均の酸素同位体比が重くなると考えられる．ゆえに，本研究で対象としたアイスコア中の酸素同位体比は，スイス-ロシアグループのアイスコア中の酸素同位体比とは異なり，気温ではなく夏季降水量の変動を反映していると考えられる．

ベルーハ山東約 3000 km に位置するヤクーツク ($62.1^\circ\text{N}, 129.8^\circ\text{E}, 103 \text{ m a.s.l.}$) 周辺の 13 の観測所での降水サンプルを分析した結果，夏季 (JJA) には，対象地域への水蒸気供給の約半分を占める西からの水蒸気フラックスの増加に伴い，降水の同位体比も重くなるという相関が見られた [Kurita et al., 2003]. そして，この線形関係は，東シベリアの夏季降水が重い同位体比を持つ西の水蒸気の供給と軽い同位体比を持つ他の供給との割合によって決まっているとされた．この結果は，ベルーハで掘削された 21 m の浅層コアの解析によって明

らかになった，年間涵養量の半分以上は大西洋を起源とする水蒸気であるという結果とも一致する [Aizen *et al.*, 2005]. したがって，本研究で対象としたアイスコア中の酸素同位体比は，夏季に大西洋から運ばれてくる，重い酸素同位体比を持つ降水の割合の変動を反映していると考えられる.

太陽活動と酸素同位体比の間には強い負の相関があり ($r = -0.29, p < 0.001$)，太陽活動が活発になると酸素同位体比が軽くなることが示唆された. また，太陽活動と涵養量の間にも負の相関があり ($r = -0.20, p < 0.05$)，太陽活動が活発になると涵養量が減るということが示唆された. これらの関係は，太陽活動が活発になることによって，主な水蒸気供給起源である重い同位体比を持つ西からの供給が減ることで涵養量が減って，軽い同位体比を持つ再循環されてきた降水の割合が増え，年平均での酸素同位体比も軽くなるということを示していると考えられる. さらに，d-excess は涵養量とは強い負の相関があり ($r = -0.44, p < 0.001$)，太陽活動とは正の相関があった ($r = 0.33, p < 0.001$). 再循環された水蒸気の d-excess 値は高くなる. ゆえに，d-excess は涵養量の負の相関関係は，上記の結果から導かれる推察と一致する. 5-9月の気温指標である有効結晶面積と太陽活動は負の相関を示した ($r = -0.37, p < 0.001$). この負の相関をもたらしているのは，主に有効結晶面積の15世紀頃のピークであると考えられる. この部分は正常結晶粒成長から回転再結晶化へ変わる部分にあたり (図 20)，有効結晶面積は不純物の影響を除き，堆積初期の結晶面積を推定したものであるが，結晶の再結晶化の影響を除ききれていなかったと考えられる.

5.2.2. 気温、降水量の変化が酸素同位体比へ与える影響

ここでは、観測データを用いて気温と降水量の変化が酸素同位体比に与える影響を見積もった。本研究で用いたアイスコアでは、酸素同位体比と気温の間には有意な関係は見られなかったため、スイス-ロシアグループで用いられている、下記の酸素同位体比と気温の関係式を用いた [Eichler et al., 2009a].

$$\delta^{18}\text{O} = (0.81 \pm 0.36)T - (18.71 \pm 2.3) \quad (18)$$

1951年から2002年の期間におけるアッケムの夏季平均気温の標準偏差 (σ_{JJA}) は ± 0.86 °C であった (図 10a)。よって、気温が $1 \sigma_{\text{JJA}}$ °C 変化した場合の酸素同位体比の変化は式 (16) から、 0.66 ± 0.27 ‰ と見積もることができる。

2002年7月20日から2003年7月22日の約1年間、アッケム気象観測所において、降水の酸素同位体比の観測が行われた。そして、その値は日平均気温と高い相関を示した ($r = 0.84, p < 0.001$; 図 33)。

$$\delta^{18}\text{O} = 0.81T - 15.8 \quad (19)$$

この式を用いて、1951年から2002年の期間でのアッケムの月別平均気温 (図 10a) から酸素同位体比の月変化を計算した (図 34a)。そして、この酸素同位体比の月変化が一定と仮定した上で、1951年から2002年の期間の月降水量を用いて、重み付け酸素同位体比の経年変動を求めた (図 34b)。その重み付け酸素同位体比の経年変動と夏季降水量 P_{JJA} の間には

強い相関があり ($r = 0.56, p < 0.001$), 下記の式が成り立つ (図 34c).

$$\delta^{18}\text{O} = 6.5 \times 10^{-3} P_{\text{JJA}} - 15.0 \quad (20)$$

1951 年から 2002 年の期間におけるアッケムの夏季降水量の標準偏差 (σ_{JJA_P}) は ± 61.4 mm であった。よって、降水が $1 \sigma_{\text{JJA}_P}$ mm 変化した場合の酸素同位体比の変化は、 0.40 ‰ と見積もることができる。したがって、降水量の変化が酸素同位体比に与える影響 (0.40 ‰) は、気温の変化が与える影響 (0.66 ± 0.27 ‰) と同程度であり、決して無視できる量ではないことがわかる。スイス-ロシアグループは、太陽活動の変動が気温を通して酸素同位体比にその痕跡を残していると述べているが、太陽活動の変動が降水量を通して酸素同位体比にその痕跡を残しているという可能性も考慮する必要がある。

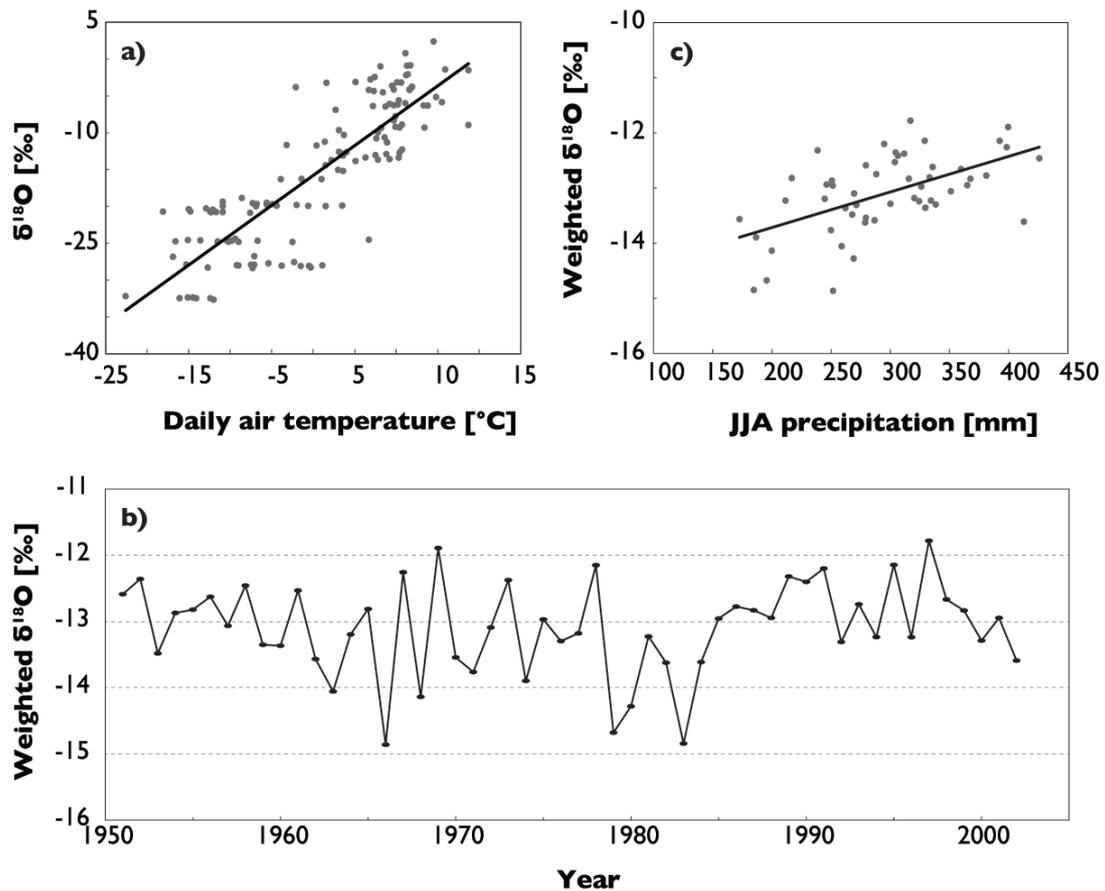


図 34. (a) 2002 年 7 月 20 日から 2003 年 7 月 22 日におけるアッケム気象観測所での降水中の酸素同位体比と日平均気温の関係。 (b) 1951 年から 2002 年における重み付け酸素同位体比の経年変動。 (c) 重み付け酸素同位体比と夏季降水の関係。

5.3. 他の気候復元結果との比較

北半球を九つの地域に分けて、年輪の最大晩材密度から 4-9 月の気温が復元された [Briffa et al., 2001]. そのうちのブルーハ山が含まれる中央アジア域の 4-9 月の気温と、5-9 月の気温指標である有効結晶面積の間には 5 年平均で有意な相関が見られた ($r = 0.30$, $p <$

0.05). ずれはあるものの 17-18 世紀には同様の傾向を示し, 17 世紀後半には広い範囲で寒冷化していたことが確認できる (図 35). また, 1800 年頃以降は有効結晶面積の値と変動幅は小さいが, おおまかな傾向は一致している.

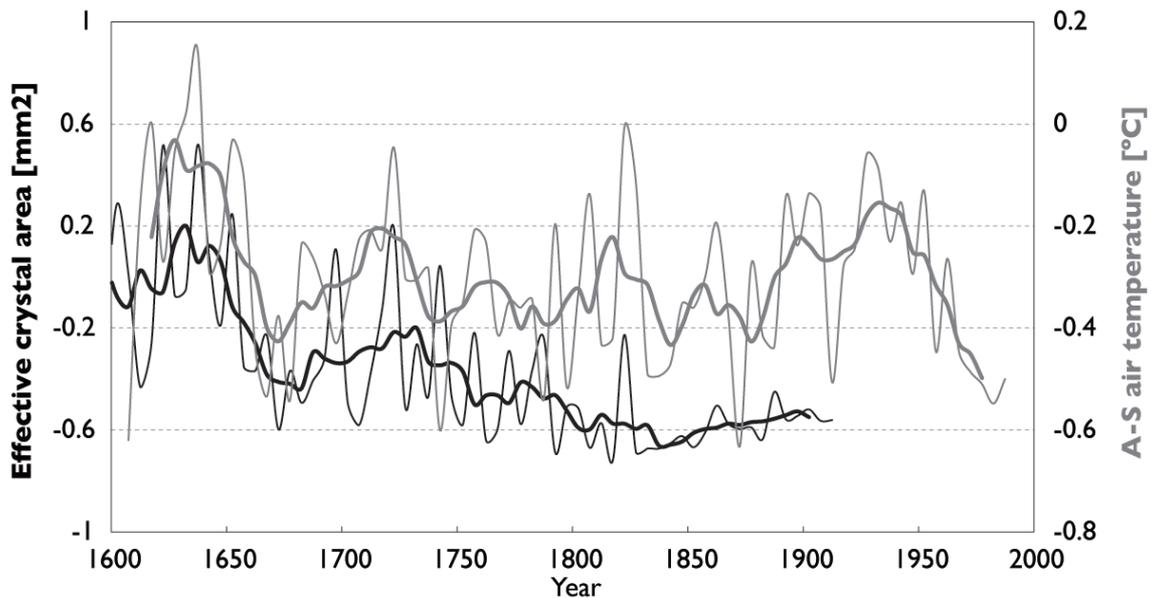


図 35. 有効結晶面積 (黒線) と年輪の晩材最大密度から復元された 4-9 月の気温 (灰線) の変動. 細線は 5 年平均, 太線はその 5 点移動平均を表す.

年輪から大西洋数十年規模振動 (AMO: Atlantic multidecadal oscillation) の変動が復元された [Gray et al., 2004]. この振動は, 北大西洋 (0-70°N) の海面水温の変動を表し [Kerr, 2000], この AMO の変動と d-excess の間には 5 年平均で有意な相関が見られた ($r = 0.23, p < 0.05$). 1800 年代の不一致以外は, 同様の変動を示している (図 36). Kerr [2000] では, 北大西洋の海面水温が高い時期にはカスピ海周辺が寒冷になり, 北大西洋の海面水温が低い時期にはカスピ海周辺が温暖となる様子が示されている. したがって, AMO と d-excess の間の正の相関は, 北大西洋の海面水温が高い時期にはカスピ海周辺から, カスピ海周辺から

再循環されて輸送される水蒸気の割合が減少して d-excess 値が低くなり、北大西洋の海面水温が低い時期には、カスピ海周辺から再循環されて輸送される水蒸気の割合が増加して d-excess 値が高くなることを意味すると考えられる。このことから、ベルーハの主な水蒸気起源である大西洋の変動が、対象地域の気候に大きな影響を与えていることが確認できる。

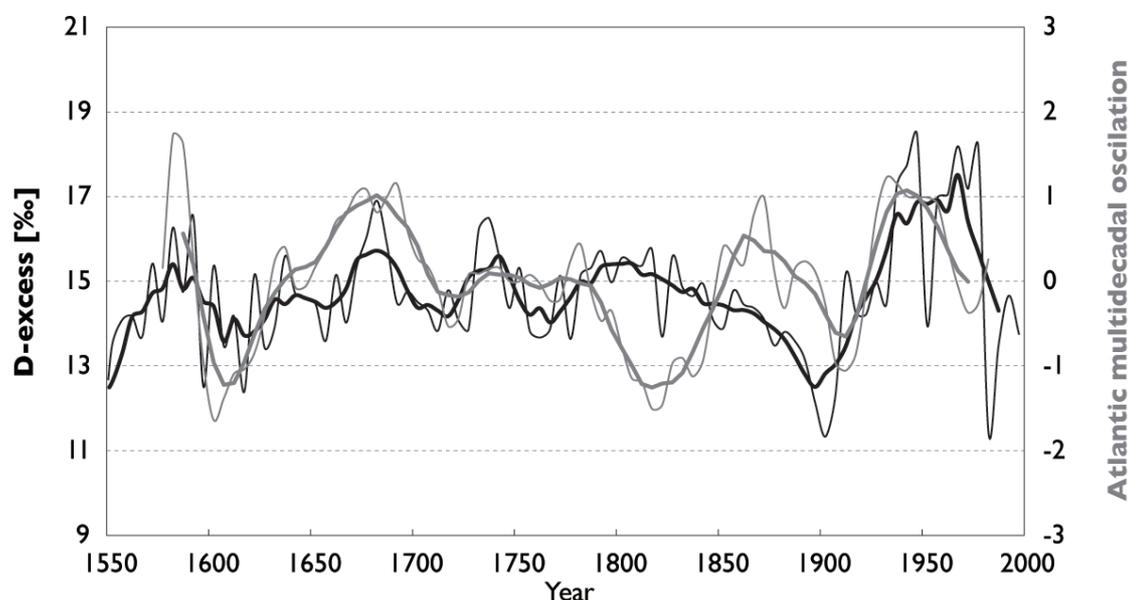


図 36. 北大西洋数十年規模振動（灰線）と d-excess（黒線）の変動。細線は 5 年平均，太線はその 5 点移動平均を表す。

第 6 章 結語

本研究では、シベリア・アルタイ山脈ペルーハ山で掘削されたアイスコアにおいて、融解氷層、結晶粒径と観測データとを比較することによって、気候指標としての妥当性の検討し、それらを用いた過去 800 年の気候復元をおこなった。アイスコアの年代は、上部 48.25 m においては飛来する季節が異なる花粉の堆積順序に基づき年層を区切り、トリチウムピーク (1963 年) を示準層とした。それよりも深い部分では結晶粒径の季節変動をカウントし、大規模火山噴火シグナルである ex-SO_4^2 ピークを示準層とした。その結果、表面から 154.27 m 深は 1210 年から 2003 年の積雪に相当する推定した。

隣の鞍部で掘削されたスイス-ロシアグループのアイスコアの結果と比較をおこなった結果、二つのコアから復元された年間涵養量の間には有意な関係性は見出せなかったが、年層中の融解氷層の割合 (MFP) においては、有意な相関が見られた ($r = 0.50, p < 0.001$)。さらに、MFP の変動は、90 km 北東に位置する氷河の末端後退速度とも一致していた。これらの結果より、年間涵養量は風や地形の影響を受けて異なるのに対し、融解氷層には対象地域の夏季気温の変動が保存されていることが確認できた。

アイスコア上部 48.25 m においては、融解氷層を用いた三つの方法で夏季気温復元をおこなった。年層内の融解氷層の厚さの合計の回帰式よりも、年層内の融解氷層の厚さの合計と年間涵養量の逆数の重回帰式を用いることによって夏季気温の変動が精度よく復元できた。ここでの年間涵養量の逆数は日射の代替指標である。また、スイス-ロシアグループが用いた融解氷層と融解水量と夏季気温の経験式を用いた復元では、気温が低く出すぎるということがわかった。これは用いた融解水量と夏季気温の経験式が消耗域での観測結果を含ん

でいることが原因であると考えられる。

アイスコア 48.25 m よりも下部においては、有効結晶面積（不純物の影響を除いた初期結晶断面の中央値を標準化したもの）を用いた気候復元をおこなった。有効結晶面積とバルナウル気象観測所の気温データから推定した掘削地の 5-9 月平均気温との間には年々で有意な相関があり ($r = 0.21, p < 0.05$)、この有効結晶面積が気温指標として用いることができることが確認できた。

有効結晶面積の経年変動から、1670 年代から特に寒冷な時期が続き、1830 年代に小氷期期間中で最も寒冷であったことがわかる。また、中世の温暖期が 9 世紀から 14 世紀の間継続していたわけではないことがわかった。この結果と同様の結果がモンゴルでの樹木年輪研究においても得られている [D'Arrigo *et al.*, 2001]。マウンダー極小期間でのスペクトル解析の結果、14 年の周期が見られた。この結果は、Miyahara *et al.* [2004] のマウンダー極小期間では、11 年の Schwabe 周期よりも長い 14 年の周期が見られたという結果と一致する。

スイス-ロシアグループは、アイスコア中の酸素同位体比は 3-11 月の気温を表しており、その気温は太陽活動の変動から 10 年から 30 年遅れて変動しているとしたが、本研究で用いたアイスコア中の酸素同位体比とアッケム気象観測所の気温データから推定した掘削地の気温との間には有意な関係性は見られなかった。しかしながら、酸素同位体比と涵養量との間には強い相関が見られた ($r = 0.32, p < 0.001$)。このことは、涵養量すなわち夏季の降水量が増加すると、年間の降水のうちの重い酸素同位体比を持つ夏季の降水の割合が増加するため、年平均の酸素同位体比が重くなることを表していると考えられる。ゆえに、本研究で対象としたアイスコア中の酸素同位体比は、スイス-ロシアグループのアイスコア中の酸素同位体比とは異なり、気温ではなく夏季降水量の変動を反映していると考えられる。ヤクーツク周辺での降水サンプルを分析した結果、東シベリアの夏季降水が重い同位

体比を持つ西の水蒸気の供給と軽い同位体比を持つ他の供給との割合によって決まっているとされた [Kurita *et al.*, 2003]. また, バルーハで掘削された 21 m の浅層コアの解析によって, 年間涵養量の半分以上は大西洋を起源とする水蒸気であることが明らかにされた [Aizen *et al.*, 2005]. したがってこれらの先行研究を合わせて考えると, 本研究で対象としたアイスコア中の酸素同位体比は, 夏季に大西洋から運ばれてくる, 重い酸素同位体比を持つ降水の割合の変動を反映していると考えられる.

太陽活動と酸素同位体比の間には強い負の相関があり ($r = -0.29, p < 0.001$), 太陽活動と涵養量の間にも負の相関があった ($r = -0.20, p < 0.05$). これらの関係は, 太陽活動が活発になることによって, 主な水蒸気供給起源である重い同位体比を持つ西からの供給が減ることで涵養量が減って, 軽い同位体比を持つ再循環されてきた降水の割合が増え, 年平均での酸素同位体比も軽くなるということを示していると考えられる. さらに, d-excess と涵養量とは強い負の相関があり ($r = -0.44, p < 0.001$), 太陽活動とは正の相関があった ($r = 0.33, p < 0.001$). 再循環された水蒸気の d-excess 値は高くなるため, d-excess は涵養量の負の相関関係は, 上記の結果から導かれる推察と一致する.

観測データを用いて気温と降水量の変化が酸素同位体比に与える影響を見積もった. 気温が $1 \sigma_{\text{JA}}$ °C 変化した場合の酸素同位体比の変化は 0.66 ± 0.27 ‰, 降水が $1 \sigma_{\text{JA,P}}$ mm 変化した場合の酸素同位体比の変化は 0.40 ‰と見積もることができた. したがって, 降水量の変化が酸素同位体比に与える影響は, 気温の変化が与える影響と同程度であり, 決して無視できる量ではないことがわかる. スイス-ロシアグループは, 太陽活動の変動が気温を通して酸素同位体比にその痕跡を残していると述べているが, 太陽活動の変動が降水量を通して酸素同位体比にその痕跡を残しているという可能性も考慮する必要がある.

謝辞

本研究を進めるにあたり，多くの方々の支えによって書き上げることができました。
ここに記して深謝の意を表します。

名古屋大学大学院環境学研究科藤田耕史准教授には，指導教官として修士課程前期課程から六年間指導していただくとともに，多くのフィールド調査へ参加する機会をいただき，大変貴重な経験をさせていただきました。特に，博士課程後期課程後半は大変ご迷惑や心配おかけしたにもかかわらず，最後まで厳しく，そして暖かく指導していただきました。同研究科西村浩一教授には，副査としてご助言いただくとともに，セミナー等を通して多くのご指導をいただきました。同研究科中塚武教授には副査としてご助言いただくとともに，樹木年輪酸素同位体比解析および学会発表をおこなう機会をいただきました。NPO 法人雪氷ネットワーク成田英器博士には，アイスコアの層位解析手法や姿勢など多くのことを学ばせていただきました。千葉大学大学院理学研究科竹内望准教授には，研究に関する多くのご助言をいただくとともに，フィールド調査でも多くのことを教えていただきました。国立極地研究所植竹淳博士，国立極地研究所中澤文男博士，滋賀県立大学環境科学部三宅隆之博士には，アイスコア処理のことなどを教えていただくとともに，多くのご助言をいただきました。アイダホ大学 Vladimir B. Aizen 教授には，データを提供や投稿論文の添削をしていただくとともに，二度のアイスコア掘削に参加する機会をいただきました。また，山本知聖氏，石田依子氏，永塚尚子氏，世良峻太郎氏，村上昴星氏，雨宮俊氏，本多愛実氏には総合地球環境学研究所においてアイスコア処理をともにおこなっていただきました。北海道大学低温科学研究所白岩孝行准教授には，アラスカでのアイスコア掘削に

参加する機会をいただくとともに、学会等でお会いするたびにやさしく励ましていただきました。北海道大学環オホーツク研究センター的場澄人博士には、研究やフィールド調査でのご助言に加え、低温科学研究所での解析の際には渡邊美香氏とともに大変暖かく迎えていただきました。名古屋大学大学院環境学研究科佐野雅規博士には、樹木年輪酸素同位体比解析についていろいろと教えていただくとともに、本論文の執筆中の一番辛い時期に相談に乗っていただき、励ましていただきました。総合地球環境学研究所奈良間千之博士、宇宙航空研究開発機構直木和弘博士には、学会や出張でお会いするたびに励ましていただきました。北海道大学環境科学院大宮哲氏、佐々木央岳氏、對馬あかね氏には研究のみならず、よき友として大変お世話になりました。名古屋大学大学院環境学研究科坂井亜規子博士をはじめとする名古屋大学大学院環境学研究科雪氷圏変動研究室の研究室の方々には、セミナー等を通して多くのご助言をいただくとともに、大変お世話になりました。特に、竹中修平氏には、体調や生活について大変気遣っていただきました。

本研究は総合地球環境学研究所の研究プロジェクト「水資源変動負荷に対するオアシス地域の適応力評価とその歴史変遷」（プロジェクトリーダー：中尾正義教授）および「民族／国家の交錯と生業変化を軸とした環境史の解明-中央ユーラシア半乾燥域の変遷」（プロジェクトリーダー：窪田順平准教授）の一環として行なわれました。

参考文献

- Aizen, V. B., E. Aizen, K. Fujita, S. A. Nikitin, K. J. Kreutz, and N. Takeuchi (2005), Stable-isotope time series and precipitation origin from firn-core and snow samples, Altai glaciers, Siberia, *Journal of Glaciology*, 51, 637-654.
- Alley, R. B., J. H. Porepezko, and C. R. Bentley (1986), Grain growth in polar ice: II. Application, *Journal of Glaciology*, 32, 425-433.
- Alley, R. B., C. R. Bentley (1988), Ice-core analysis on the Siple Coast of West Antarctica. *Annals of Glaciology*, 11, 1-7.
- Alley, R. B., B. R. Koci (1988), Ice-core analysis at Site A, Greenland: preliminary results. *Annals of Glaciology*, 10, 1-4.
- Alley, R. B. (1992), Flow-law hypotheses for ice-sheet modeling, *Journal of Glaciology*, 38, 245-256.
- Alley, R. B., and S. Anandkrishnan (1995), Variation in melt-layer frequency in the GISP2 ice core: Implications for Holocene summer temperatures in central Greenland, *Annals of Glaciology*, 21, 64-70.
- Alley, R. B., and G. A. Woods (1996) Impurity influence on normal grain growth in the GISP2 ice core, Greenland, *Journal of Glaciology*, 42, 255-260.
- Araguás-Araguás, L., K. Froehlich, and K. Rozanski (1998), Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia, *Journal of Geophysical Research*, 103, 28721-28742, doi:10.1029/98JD02582.

- Barkov, N. I., V. Y. Lipenkov, (1984), Numerical characteristics of ice structure down to a depth of 1400 m in the region of Vostok Station, Antarctica. *Mater. Glyatsiologicheskikh Issled. Khronika. Obsuzhdeniya*, **51**, 178-186.
- Briffa, K. R., T. J. Osborn, F. H. Schweingruber, I. C. Harris, P. D. Jones, S. G. Shiyatov, and E. A. Vaganov (2001), Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network, *Journal of Geophysical Research*, **106**, 2929-2941.
- Butvilovsky, V. V. (1993), Paleogeography of the Last Glaciation and Holocene in the Altai (Paleogeografiya Poslednego Oledeneniya i Golotsena Altaya). Tomsk State Univ. Press, Tomsk (in Russian).
- Byun, H. R., and D. A. Wilhite (1999), Objective quantification of drought severity and duration, *Journal of Climate*, **12**, 2747-2756.
- Colbeck, S. L. (1973), Theory of metamorphism of wet snow, *U.S. Army Cold Reg. Res. and Eng. Lab.*, 313, Hanover, N. H.
- Craig, H. (1961), Isotopic Variations in Meteoric Waters, *Science*, **133**, 1702-1703, doi:10.1126/science.133.3465.1702.
- Cuffey, K. M., and W. S. B. Paterson (2010), *The Physics of Glaciers fourth edition*, 29-43, Elsevier, Oxford.
- Dansgaard, W. (1964), Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, **16**, 436-468.
- D'Arrigo, R., G. Jacoby, D. Frank, N. Pederson, E. Cook, B. Buckley, B. Nachin, R. Mijiddorj, and C. Dugarjav (2001), 1738 years of Mongolian temperature variability inferred from a tree-ring width chronology of Siberian pine, *Geophysical Research Letters*, **28**, 543-546.
- De Smedt, B., and F. Pattyn (2003), Numerical modelling of historical front variations and

- dynamic response of Sofiyskiy glacier, Altai mountains, Russia, *Annals of Glaciology*, 37, 143-149.
- Duval, P., and C. Lorius (1980), Crystal size and climatic record down to the last ice age from Antarctic ice, *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 59-64, doi:10.1016/0012-821X(80)90170-3.
- Eichler, A., S. Olivier, K. Henderson, A. Laube, J. Beer, T. Papina, H. W. Gäggeler, and M. Schwikowski (2009a), Temperature response in the Altai region lags solar forcing, *Geophysical Research Letters*, 36, doi:10.1029/2008GL035930.
- Eichler, A., S. Brutsch, S. Olivier, T. Papina, and M. Schwikowski (2009b), A 750 year ice core record of past biogenic emissions from Siberian boreal forests, *Geophysical Research Letters*, 36, doi:10.1029/2009GL038807.
- Eichler, A., W. Tinner, S. Brutsch, S. Olivier, T. Papina, and M. Schwikowski (2011), An ice-core based history of Siberian forest fires since AD 1250, *Quaternary Science Reviews*, 30, 1027-1034, doi:10.1016/j.quascirev.2011.02.007.
- Fisher, D. A., and R. M. Koerner (1994), Signal and noise in four ice-core records from the Agassiz Ice Cap, Ellesmere Island, Canada: Details of the last millennium for stable isotopes, melt and solid conductivity, *The Holocene*, 4, 113-120, doi:10.1177/095968369400400201
- Fisher, D. A., C. Wake, K. Kreutz, K. Yalcin, E. Steig, P. Mayewski, L. Anderson, J. Zheng, S. Rupper, C. Zdanowicz, M. Demuth, M. Waszkiewicz, D. Dahl-Jensen, K. Goto-Azuma, J. B. Bourgeois, R. M. Koerner, J. Sekerka, E. Osterberg, M. B. Abbott, B. P. Finney, and S. J. Burns (2004), Stable isotope records from Mount Logan, Eclipse ice cores and nearby Jellybeans Lake. Water cycle of the North Pacific over 2000 years and over five vertical

- kilometres: Sudden shifts and tropical connections, *Géographie physique et Quaternarie*, **58**, 337-352.
- Fuchs, A. (1959), Some structural properties of Greenland snow, *SIPRE Research Report*, **42**.
- Fujita, K., N. Takeuchi, V. Aizen, and S. Nikitin (2004), Glaciological observations on the plateau of Belukha Glacier in the Altai Mountains, Russia from 2001 to 2003, *Bulletin of Glaciological Research*, **21**, 57-64.
- Grove, J. (1988), *The Little Ice Age*, Methuen, London.
- Gow, A. J. (1969), On the rates of growth of grains and crystals in South Polar firn. *Journal of Glaciology*, **8**, 241-252.
- Gow, A. J. (1971), Depth-time-temperature relationships of ice crystal growth in polar glaciers. *CRREL Research Report*, **300**.
- Gray, S. T., L. J. Graumlich, J. L. Betancourt, and G. T. Pederson (2004), A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D., *Geophysical Research Letters*, **31**, doi:10.1029/2004GL019932.
- Henderson, K., A. Laube, H. W. Gäggeler, S. Olivier, T. Papina, and M. Schwikowski (2006), Temporal variations of accumulation and temperature during the past two centuries from Belukha ice core, Siberian Altai, *Journal of Geophysical Research*, **111**, doi:10.1029/2005JD005819.
- Herron, M. M., S. L. Herron, and C. C. J. Langway (1981), Climatic signal of ice melt features in southern Greenland, *Nature*, **293**, 389-391.
- Hollin, J. T., R. L. Cameron, (1961), I.G.Y. glaciological work at Wilkes Station, Antarctica, *Journal of Glaciology*, **3**, 833-842.

- Ivanovsky, L. N., V. A. Panichev, L. A. Orlova (1982), Age of the end moraines “Aktru” and “Historical” in Altay Mts (Vozrast konechnikh moren stadii “Aktru” i “Istoricheskoy” na Altae). Late Pleistocene and Holocene of the Southern Siberia (Posdnie pleistotsen i golotsen yuga Vostochnoy Sibiri). Nauka, Novosibirsk, 57–64 (in Russian).
- Jacka, T.H., Li, J., 1994. The steady-state crystal size of deforming ice. *Annals of Glaciology*, 20, 13–18.
- Johannessen, O. M., L. Bengtsson, M. W. Miles, S. I. Kuzmina, V. A. Semenov, G. V. Alekseev, A. P. Nagurnyi, V. F. Zakharov, L. P. Bobylev, L. H. Pettersson, K. Hasselmann, and H. P. Cattle (2004), Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability, *Tellus*, 56, 328-341.
- Johnsen, S. J., H. B. Clausen, W. Dansgaard, K. Fuhrer, N. Gundestrup, C. U. Hammer, P. Iversen, J. Jouzel, B. Stauffer, and J. P. Steffensen (1992), Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core, *Nature*, 359, 311-313.
- Jonsson, S., and M. Hansson (1990), Identification of Annual Layers in Superimposed Ice from Storöyjökulen in Northeastern Svalbard, *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 72, 41-54.
- Jouzel, J., C. Lorius, J. R. Petit, C. Genthon, N. I. Barkov, V. M. Kotlyakov, and V. M. Petrov (1987), Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years), *Nature*, 329, 403-408.
- Kalugin, I., A. Daryin, L. Smolyaninova, A. Andreev, B. Diekmann, and O. Khlystov (2007), 800-yr-long records of annual air temperature and precipitation over southern Siberia inferred from Teletskoye Lake sediments, *Quaternary Research*, 67, 400-410,

doi:10.1016/j.yqres.2007.01.007.

Kamdea, T., H. Narita, H. Shoji, F. Nishio, Y. Fujii, and O. Watanabe (1995), Melt features in ice cores from Site J, southern Greenland: some implications for summer climate since AD 1550, *Annals of Glaciology*, **21**, 51-58.

Kang, S., C. P. Wake, Q. Dahe, P. A. Mayewski, and T. Yao (2000), Monsoon and dust signals recorded in Dasuopu glacier, Tibetan Plateau, *Journal of Glaciology*, **46**, 222-226.

Kaspari, S., R. L. Hooke, P. A. Mayewski, S. Kang, S. Hou, and D. Qin (2008), Snow accumulation rate on Qomolangma (Mount Everest), Himalaya: synchronicity with sites across the Tibetan Plateau on 50-100 year timescales, *Journal of Glaciology*, **54**, 343-352.

Kellog, W. W. (1975), Climatic feedback mechanisms involving the polar regions, in *Climate of the Arctic*, edited by G. Weller and S. A. Bowling, 111-116, Geophys. Inst. Univ. of Alaska, Fairbanks.

Koerner, R. M. (1977), Devon Island ice cap: core stratigraphy and paleoclimate, *Science*, **196**, 15-18.

Koerner, R. M., and D. A. Fisher (1990), A record of Holocene summer climate from a Canadian high-Arctic ice core, *Nature*, **343**, 630-631.

Krenke, A. N., and V. G. Khodakov (1966), About the relation of surface melting with air temperature, *Data Glaciol. Stud.*, **12**, 153-164 (in Russian).

Kurita, N., A. Numaguchi, A. Sugimoto, K. Ichiyanagi, and N. Yoshida (2003), Relationship between the variation of isotopic ratios and the source of summer precipitation in eastern Siberia, *Journal of Geophysical Research*, **108**, doi:10.1029/2001JD001359.

Kurita, N., N. Yoshida, G. Inoue, and E. A. Chayanova (2004), Modern isotope climatology of

- Russia: A first assessment, *Journal of Geophysical Research*, **109**, doi:10.1029/2003JD003404.
- Lamb, H. H. (1965), The early Medieval Warm Epoch and its sequel, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **1**, 13-37.
- Luchik, Z. I. (1970), *Introduction of Trees and Bushes in Altay Territory*, Moscow, U.S.S.R., Kolos (in Russian).
- Matsuda, Y., K. Fujita, Y. Ageta, and A. Sakai (2006), Estimation of atmospheric transmissivity of solar radiation from precipitation in the Himalaya and the Tibetan Plateau, *Annals of Glaciology*, **43**, 344-350.
- Miyahara, H., K. Masuda, Y. Muraki, H. Furuzawa, H. Menjo, and T. Nakamura (2004), Cyclicity of solar activity during the Maunder Minimum deduced from radiocarbon content, *Solar Physics*, **224**, 317-322.
- Miyahara, H., K. Masuda, Y. Muraki, H. Kitagawa, and T. Nakamura (2006), Variation of solar cyclicity during the Spörer Minimum, *Journal of Geophysical Research*, **111**, doi:10.1029/2005JA011016.
- Moran, T., S. J. Marshall, and M. J. Sharp (2011), Isotope thermometry in melt-affected ice cores, *Journal of Geophysical Research*, **116**, doi:10.1029/2010JF001738.
- Muscheler, R., F. Joos, J. Beer, S. A. Müller, M. Vonmoos, and I. Snowball (2007), Solar activity during the last 1000 yr inferred from radionuclide records, *Quaternary Science Reviews*, **26**, 82-97, doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.012.
- Nakazawa, F., K. Fujita, J. Uetake, M. Kohno, T. Fujiki, S. M. Arkhipov, T. Kameda, K. Suzuki, and Y. Fujii (2004), Application of pollen analysis to dating of ice cores from lower-latitude glaciers, *Journal of Geophysical Research*, **109**, F04001, doi:10.1029/2004JF000125.

- Nakazawa, F., K. Fujita, N. Takeuchi, T. Fujiki, J. Uetake, V. Aizen, and M. Nakawo (2005), Dating of seasonal snow/firn accumulation layers using pollen analysis, *Journal of Glaciology*, **51**, 483-490.
- Nakazawa, F., T. Miyake, K. Fujita, N. Takeuchi, J. Uetake, T. Fujiki, V. Aizen, and M. Nakawo (2011), Establishing the Timing of Chemical Deposition Events on Belukha Glacier, Altai Mountains, Russia, Using Pollen Analysis, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **43**, 66-72, doi:10.1657/1938-4246-43.1.66.
- Narozhniy, Y. K., and P. A. Okishev (1999), Changes of the Altai glaciers since the Little Ice Age, *Data Glaciol. Stud.*, **87**, 119-123 (in Russian).
- Nye, J. F. (1963), Correction factor for accumulation measured by the thickness of the annual layers in an ice sheet, *Journal of Glaciology*, **4**, 785-788.
- Oerlemans, J. (2005), Extracting a climate signal from 169 glacier records, *Science*, **308**, 675-677, doi:10.1126/science.11107046.
- Olivier, S., M. Schwikowski, S. Brütsch, S. Eyrikh, H. W. Gäggeler, M. Lüthi, T. Papina, M. Saurer, U. Schotterer, L. Tobler, and E. Vogel (2003), Glaciochemical investigation of an ice core from Belukha glacier, Siberian Altai, *Geophysical Research Letters*, **30**, doi:10.1029/2003GL018290.
- Olivier, S., S. Bajo, L. K. Fifield, H. W. Gäggeler, T. Papina, P. H. Santschi, U. Schotterer, M. Schwikowski, and L. Wacker (2004), Plutonium from global fallout recorded in an ice core from the Belukha Glacier, Siberian Altai, *Environmental Science and Technology*, **38**, 6507-6512.
- Olivier, S., C. Blaser, S. Brütsch, N. Frolova, H. W. Gäggeler, K. A. Henderson, A. S. Palmer, T.

- Papina, and M. Schwikowski (2006), Temporal variations of mineral dust, biogenic tracers, and anthropogenic species during the past two centuries from Belukha ice core, Siberian Altai, *Journal of Geophysical Research*, **111**, doi:10.1029/2005JD005830.
- Peterson, T. C., and R. S. Vose (1997), An Overview of the Global Historical Climatology Network Temperature Database, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 2837-2849, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2837:AOOTGH>2.0.CO;2.
- Peterson, T. C., R. Vose, R. Schmoyer, and V. Razuvaëv (1998), Global Historical Climatology Network (GHCN) quality control of monthly temperature data, *International Journal of Climatology*, **18**, 1169 - 1179.
- Petit, J. R., P. Duval, and C. Lorius (1987), Long-term climatic changes indicated by crystal growth in polar ice, *Nature*, **326**, 62-64.
- Polunin, O., and A. Stainton (1984), *Flowers of the Himalayas*. New Delhi, Oxford University Press.
- Qiao, B. (2004), *Color Atlas of Air-borne Pollens and Plants in China*, Beijing: Peking Union Medical College Press (in Chinese)
- Kerr, R. A. (2000), A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries, *Science*, **288**, 1984-1986.
- Rozanski, K. K., L. Araguás-Araguás, and R. Gonfiantini (1993), Factors controlling stable isotope composition of European precipitation, in *Climate Change in Continental Isotopic Records*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 78, edited by P. K. Swart et al., 1-36, AGU, Washington, D. C.
- Satake, Y., J. Ohwi, S. Kitamura, S. Watari, and T. Tominari, (1981), *Wild flowers of Japan: herbaceous plants including dwarf shrubs*. Tokyo, Heibon-sha (in Japanese).

- Schytt, V. (1958), The inner structure of the ice shelf at Maudheim as shown by core drilling. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949–52, Scientific Results 4, Glaciology 2. Norsk Polarinstitut, Oslo, 115–151.
- Shahgedanova, M., G. Nosenko, T. Khromova, and A. Muraveyev (2010), Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid-20th century: An assessment using remote sensing and PRECIS regional climate model, *Journal of Geophysical Research*, 115, doi:10.1029/2009JD012976.
- Solomina, O., and K. Alverson (2004), High latitude Eurasian paleoenvironments: introduction and synthesis, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209, 1-18, doi:10.1016/j.palaeo.2004.02.027.
- Steig, E. J., P. M. Grootes, and M. Stuiver (1994), Seasonal precipitation timing and ice core records, *Science*, 266, 1885-1886.
- Stephenson, P. J. (1967), Some considerations of snow metamorphism in the Antarctic Ice Sheet in the light of ice crystal studies. edited Oura, H., *Physics of Snow and Ice*, vol. I. Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 725–740.
- Svensson, A., P. Baadsager, A. Persson, C. S. Hvidberg, and M.-L. Siggaard-Andersen (2003), Seasonal variability in ice crystal properties at NorthGRIP: a case study around 301 m depth, *Annals of Glaciology*, 37, 119-122.
- Surazakov, A. B., V. B. Aizen, E. M. Aizen, and S. A. Nikitin (2007), Glacier changes in the Siberian Altai Mountains, Ob river basin, (1952-2006) estimated with high resolution imagery, *Environmental Research Letters*, 2, doi:10.1088/1748-9326/2/4/045017.
- Takeuchi, N., A. Takahashi, J. Uetake, T. Yamazaki, V. B. Aizen, D. Joswiak, A. Surazakov, and S.

- Nikitin (2004), A report on ice core drilling on the western plateau of Mt. Belukha in the Russian Altai Mountains in 2003, *Polar Meteorology and Glaciology*, **18**, 121-133.
- Tarussov, A. (1992), The Arctic from Svalbard to Severnaya Zemlya: Climatic reconstructions from ice cores, in *Climate Since 1500 A. D.*, edited by R. S. Bradley and P. D. Jones, 505-516, Routledge, London.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, J. F. Bolzan, J. Dai, T. Yao, N. Gundestrup, X. Wu, L. Klein, and Z. Xie (1989), Holocene-Late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau, *Science*, **246**, 474-477.
- Thompson, L. G., T. Yao, M. E. Davis, K. A. Henderson, E. Mosley-Thompson, P.-N. Lin, J. Beer, H.-A. Synal, J. Cole-Dai, and J. F. Bolzan (1997), Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core, *Science*, **276**, 1821-1825.
- Thompson, L. G., T. Yao, E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, K. A. Henderson, and P.-N. Lin (2000), A high-resolution millennial record of the South Asian monsoon from Himalayan ice cores, *Science*, **289**, 1916-1919.
- Thorsteinsson, T., J. Kipfstuhl, H. Eicken, S. J. Johnsen, and K. Fuhrer (1995), Crystal size variations in Eemian-age ice from the GRIP ice core, Central Greenland, *Earth and Planetary Science Letters*, **131**, 381-394, doi:10.1016/0012-821X(95)00031-7.
- Timmermann, A., M. Latif, R. Voss, and A. Grötzner (1998), Northern hemispheric interdecadal variability: a coupled air-sea mode, *Journal of Climate*, **11**, 1906-1931.
- Yao, T., L. G. Thompson, E. Mosley-Thompson, Z. Yang, X. Zhang, and P.-N. Lin (1996), Climatological significance of $\delta^{18}O$ in north Tibetan ice cores, *Journal of Geophysical Research*, **101**, 531-537.

Yao, T., Y. Wang, S. Liu, J. Pu, Y. Shen, and A. Lu (2004), Recent glacial retreat in High Asia in China and its impact on water resource in Northwest China, *Science in China Series D Earth Sciences*, 47, 1065-1075, doi:10.1360/03yd0256.

Yurtsever, Y., and J. R. Gat (1981), Atmospheric waters, in *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*, edited by J. R. Gat and R. Gonfiantini, Tech. Rep. Ser. I. A. E. A., 210, 103-142.

Weller, G. (1998), Regional impacts of climate change in the Arctic and Antarctic, *Annals of Glaciology*, 27, 543-552.