HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	山岳アイスコアを用いた北部北太平洋域の古環境復元に関する研究
Author(s)	對馬, あかね
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(環境科学)
Dissertation Number	甲第11790号
Issue Date	2015-03-25
DOI	https://doi.org/10.14943/doctoral.k11790
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/59334
Type	doctoral thesis
File Information	Akane_Tsushima.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

山岳アイスコアを用いた
北部北太平洋域の古環境復元に関する研究

(A study on reconstruction of paleo-environmental changes in the northern North Pacific region from an alpine ice core)

對馬　あかね

(TSUSHIMA Akane)

北海道大学大学院環境科学院

博士論文

平成 27 年 3 月

要旨

山岳氷河から掘削されたアイスコアは複雑な地形や気象環境の影響が大きいために高緯度に位置する氷床から掘削されたアイスコアに比べ正確な情報を引き出すことが難しいと言われてきたが，その一方で，山岳氷河は高緯度に位置する氷床に比べ年間の降雪量が多く，山岳氷河から掘削されたアイスコアからは過去数百年規模の短い時間スケールの気候変動を高時間分解能で議論することが可能である．北部北太平洋域ではこれまでにも古環境変動の復元を目的とし，アラスカやカムチャッカ半島などでいくつかのアイスコアが掘削されている．アラスカやカナダで異なる標高から掘削されたアイスコアや積雪中の水安定同位体比の比較からは，氷河に降雪をもたらす水蒸気の起源が標高によって異なり，高標高には熱帯域から水蒸気が運ばれてくるのに対し，低標高には周辺海域からの水蒸気が多く運ばれる事が示された．つまり低標高で融解水などによる影響が少なく，鉛直方向の記録が乱されていない地点からアイスコアを採取することができれば，より周辺の気象条件を反映した古環境記録の復元が可能であり，その復元された記録は北部北太平洋域の古環境研究の有用な知見となると考えられる．本研究では，アラスカ中央部に位置するアラスカ山脈で掘削された山岳アイスコア (Aurora Peak アイスコア) の記録とアラスカを縦断しながら採取した広域積雪試料を用いて，北部北太平洋域の小氷期まで遡る環境変動の復元とその変動要因を解明する事を目的とした．

アイスコアの水安定同位体比 (δD, $\delta^{18}O$) の分析は，表層から 100 m までは 0.1 m の分解能で，100 m 以深は 0.02 m の分解能で行った．その結果，水安定同位体比の季節変動が明瞭に確認でき，その季節変動から求めた年層を数えると Aurora Peak アイスコアは 180.17 m で 1666 年から 2007 年に相当した．また，年代が確定できる火山と 1963 年にピークを示す水爆実験で放出されたトリチウムの示準層との比較から，推定したアイスコアの年代の誤差は ± 3 年以内だった．

アラスカでは, 1900 年頃から地上気象ステーションでの観測が行われている．Aurora Peak アイスコアの δD および δD から推定した年間涵養量とアラスカの 19 カ所の地上気象ステーションの気温および降水量との比較から，Aurora Peak アイスコアの δD は特にアラスカ中央部およびアラスカ湾側の気温の指標となり，年間涵養量は特にアラスカ湾側の降水量の指標となる事が分かった．

広域積雪試料中の δD と $\delta^{18}O$ から算出される d-excess はアラスカ山脈以北で高い値を示した． d-excess を変動させる主な要素は，蒸発地点の相対湿度や海水面温度と, 蒸発する際の風速である. その中でも近年の研究から，

d-excess は蒸発地点の湿度に強く影響をうけ，高緯度ほど高くなる事が示されている．さらに，観測期間中の高層天気図から，アラスカ山脈以北で積雪試料を採取した期間は，アラスカの西側からも水蒸気が流入していた事が推測された. 北部北太平洋地域の大気や降水中の d-excess に関する研究はほとんどなく，比較できるデータが殆どないが，以上の事から，観測期間中の積雪中の高い d-excess は，高緯度海域を起源とする水蒸気がアラスカの西側から供給された事に起因する事が示唆された.

1900 年以降の δD および年間涵養量の年々変動と北部北太平洋域の気候指数 (Pacific Decadal Oscillation Index; PDOI, North Pacific Index; NPI) の比較を行った. 1900 年以降の δD と年間涵養量から 1900 年から 2007 年にかけての長期の増加トレンドを除いた涵養量の変動は 7 年移動平均値で PDOI と高い正の相関を示した (R=0.57，0.49 ($p < 0.05$)). PDOI が正の時，アラスカではアリューシャン低気圧 (AL) の強化/東方配置に伴って南風が強化され気温が高くなるが，それに応答して Aurora Peak アイスコアの δD も高い値を示した．また，PDOI が正の時，アラスカでは AL の強化/東方配置やアラスカ湾での低気圧活動の活発化に伴って降水量が増加するが，アイスコアから復元した涵養量の変動もそれに応答して高い値を示した． d-excess は PDOI と負の相関 (R=0.42, $p < 0.05$) を示した. これは, PDOI が正の時に AL が強化/東方配置やアラスカ湾での低気圧活動の活発化に伴って南から入る水蒸気が多くなる際に，d-excess が低くなる事を示す．この結果と，広域積雪試料の解析結果から，Aurora Peak アイスコアの d-excess は，アラスカに流入する全水蒸気量に対して西から流入する水蒸気の割合を示すことが示唆される.

さらに，1900 年以降の δD と涵養量の年々変動は NPI とも 7 年移動平均値で高い負の相関を示した (R=-0.76，-0.62 ($p < 0.05$))．この結果は，PDOI との比較から示された Aurora Peak アイスコアの δD と涵養量が AL に応答しているという結果を支持する．また，PDOI が 1900 年から 2007 年にかけての長期の増加トレンドを除いた涵養量の変化と高い相関を示したこと，NPI が年間涵養量と高い相関を示したことは，アラスカの降水量の長期トレンドが AL に応答し，短期トレンドがアラスカ湾での低気圧活動に応答している可能性を示した.

Aurora Peak アイスコアの δD，年間涵養量と d-excess の変動から，北部北太平洋域の過去 342 年間の環境変動は大きく 3 つの期間に分けられ, 湿潤-寒冷な期間 (1666-1760s)，乾燥-温暖な期間 (1760s-1850s) と，湿潤-温暖な期間 (1850s-2007) が存在したことが示された. 地上気温と δD の関係式から，湿潤-寒冷な期間は, 気温が近年 (1900-2007) より 0.95 ℃ 程度低かった事が示唆された.

d-excess はアラスカに入る全水蒸気量に対して西から流入する水蒸気の割合で変化し，気温の指標となる δD は，AL の勢力や位置の変化に応答している．d-excess と δD の変動から，湿潤-温暖な期間はアラスカの南側からの水蒸気の供給が増加した事で降水量が多くなり，湿潤-寒冷な期間はアラスカの西側からの水蒸気の供給が増加した事で降水量が多くなった事が示唆された．アラスカの西側から流入する水蒸気は，山脈に阻まれる事無くアラスカ内陸部に供給される為，アラスカの南側から流入する水蒸気に比べて水蒸気の増加が降水量の増加に与える効果が大きく現れた可能性が示された．

以上，アラスカ中央部で採取されたアイスコア解析より 342 年間の北部北太平洋域の古環境が復元された．アラスカへの西から流入する水蒸気の割合の変動から，小氷期から現在にかけてのアラスカの環境変動において西からの流入する水蒸気の割合は重要なファクターである事が分かった．

目次

要旨 ..... **i**

表と図の一覧 ..... **vi**

第１章. 序論 **1**

1.1 山岳氷河におけるアイスコア研究 **1**

1.2 北部北太平洋域のアイスコア掘削の歴史 **2**

1.3 アラスカ地域の古環境復元 **5**

1.4 研究目的 **7**

第２章. 試料と分析方法 **11**

2.1 アイスコアの掘削地点と積雪試料の採取地点 **11**

2.1.1 アイスコア掘削地点 11

2.1.2 広域積雪試料採取地点 11

2.2 気象観測データ **12**

2.3 アイスコアの概要 **14**

2.4 試料処理方法 **16**

2.4.1 アイスコア試料の処理方法 16

2.4.2 積雪試料の処理方法 18

2.5 分析方法 **20**

2.5.1 水安定同位体比の測定方法 20

2.5.2 酸素安定同位体比の測定方法 22

2.5.3 化学主成分の測定方法 23

2.5.4 トリチウムの測定方法 24

第３章. アイスコアの年代決定と涵養量の復元 **25**

3.1 分析分解能の検討 **25**

3.2 アイスコアの年代決定 **27**

3.2.1 水素安定同位体比とナトリウムイオンを用いた年代推定 27

3.2.2 示準層を用いた年代確認 29

3.3 涵養量の復元 **34**

3.3.1 DJ モデルを用いた歪み補正 34

3.3.2 表面水平流動速度の測定値を用いた歪み補正 35

第４章. アイスコア記録と地上気象ステーションデータの比較 **37**

4.1 アイスコア記録の古環境記録媒体としての有用性の検討 **37**

4.2 アイスコアの δD および涵養量と気象ステーションデータの比較 **37**

第５章. 積雪サンプル中 d-excess の空間分布と変動要因の推定 **41**

5.1 積雪サンプル中の d-excess の空間分布 41
5.2 積雪サンプル中の d-excess の変動要因の推定 43

第６章. アイスコアを用いた 1900 年以降の環境変動復元 46
6.1 気候インデックスとアラスカの環境変動 46
6.1.1 PDO Index と地上気温の比較 46
6.1.2 PDO Index とアイスコア記録の比較 47
6.1.3 NP Index とアイスコア記録の比較 50
6.2 d-excess と NCEP/NCAR 客観解析データ 52

第７章. アイスコアを用いた 1900 年以前の環境変動復元 56
7.1 アイスコアを用いた過去 342 年間の環境変動 56
7.2 気温の推定 59
7.3 寒冷湿潤時と温暖湿潤時の降水量変動要因の推定 60

第８章. 結論 63

謝辞 67

参考文献 70

表と図の一覧

第１章. 序論

表 1.1 Information from the northern North Pacific ice core records.
図 1.1 Location of the study area and drilling site at Aurora Peak in the central Alaska Range and meteorological data sites. (Meteorological data sites: 1 Barrow, 2 Kotzebue, 3 Bettels, 4 Nome, 5 Fairbanks, 6 Big delta, 7 McGrath, 8 Gulkana Glacier, 9 Talkeetna, 10 Bethel, 11 Anchorage, 12 Homer, 13 Yakutat, 14 St Paul, 15 King Salmon, 16 Juneau, 17 Kodiak, 18 Cold Bay, 19 Annette)
図 1.2 Snow observation sites.
図 1.3 Reconstruction of paleo-environmental changes.

第２章. 試料と分析方法

表2.1 Information on meteorological data sites.
表 2.2 Information of snow observation sites and snow samples.
表 2.3 Analytical conditions of ion chromatographys.
図 2.1 Density profile of ice cores from Aurora Peak.
図 2.2 Profile of ice temperature measured into a drilling bore hole.
図 2.3 Removing process of contaminations onto ice cores. We shaved off the outer surface of each sample with a ceramic knife in the cold laboratory (–20°C) at the Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University.
図 2.4 Snow sampling with a snow sampler.
図 2.5 (a) Mass spectrometer system at Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University. The system is composed of a Cr reduction oven (EURO vector, EA) and a mass spectrometer (Micromass; IsoPrime PyrOH). (b) Picarro WS-CRDS-based analyzer at Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University. A near-infrared absorption spectrum are caught and measured in Cavity Ring-Down Spectroscopy-avoids (CRDS).

第３章. アイスコアの年代決定と涵養量の復元

表 3.1 Volcanic eruption signals used as marker horizons.
図 3.1 Comparison of analytical resolution. (a) Profile of δD with 0.02m resolution from 100 to 180m (blue line). (b) Profile of δD with 0.1m resolution from 0 to 180m (black line). (c) Then we show the variation between 150 and 155m. 0.1m resolution δD shows that the number of peaks is small compared with 0.02m resolution.
図 3.2 (a) Melt feature percentage (MFP) plotted against snow depth scale between 0 m and 180 m. Then, we shows the variation between 30m and 50m, (b)

MFP, (c) Stable hydrogen isotopes (δD), and (d) Na^+. Gray shading indicates winter seasons. The dotted lines show the compartmental depths of the annual layers.

図 3.3 (a) Non-sea salt sulphate (nss SO_4^{2-}) and, (b) Cl^-/Na^+ plotted against snow depth. The blue shading indicates dirty layer and red circles indicate volcanic eruption signals.

図 3.4 Location of candidate volcanoes for reference horizon of non-sea sulphate (nss SO_4^{2-}) in ice cores.

図 3.5 Tritium profiles of Aurora Peak ice core.

図 3.6 Annual layer thicknesses of the Aurora Peak ice core (heavy gray line) and annual accumulation rates corrected by the Dansgaard-Johnsen model (blue line) and Aurora Peak flow model-2 (APF2) (green).

第４章. アイスコア記録と地上気象ステーションデータの比較

図 4.1 (a) Correlations between 7-year running-average stable hydrogen isotope (δD) values of the Aurora Peak ice core and 7-year running-average temperatures at the weather stations. (b) Correlations between 7-year running-average annual accumulation rates estimated for the Aurora Peak ice core and 7-year running-average precipitation data at the weather stations. The heavy black circles indicate sites that were statistically significant at the 95% level.

図 4.2 (a) Annual accumulation rate of Aurora Peak. Red line indicated increase rate, (b) annual precipitation amounts observed at 12 weather stations (Anchorage, Barrow, Bettels, Big delta, Homer, King Salmon, Kotzebue, Cold Bay, Gulkana Glacier, Juneau, Kodiak, Yakutat) after 1900.

第５章. 積雪サンプル中の d-excess の空間分布と変動要因の推定

図 5.1 d-excess values along the snow traverse route. Purple line indicates d-excess and red line indicates anomaly from the mean value of d-excess. Heavy brown line indicates the elevations of sampling sites.

図 5.2 500 hPa high-altitude meteorological chart (Japan Meteorological Agency) (a) on 26 Feb., 2013 when d-excess indicates high value, (b) on 27 Feb., 2013 when d-excess indicates low value. Orange arrows indicate the direction of water vapor flow, which were estimated from the position of low pressures.

図 5.3 Vector wind in the snow observation period. (NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.cdc.noaa.gov/.) The periods, (a) from February

24, 2013 to February 25, 2013, (b) from February 25, 2013 to February 26, 2013, (c) from February 26 2013 to February 27, 2013, (d) from February 27, 2013 to February 28, 2013.

第６章. アイスコアを用いた 1900 年以降の環境変動復元

表 6.1 Temperature anomalies for periods I (2007-1976), II (1975-1943), and III (1942-1923) recorded at 15 weather stations in Alaska.

図 6.1 (a) North Pacific Index (NP Index). (b) The Pacific Decadal Oscillation index (PDO). (c) d-excess. (d) Detrended annual accumulation rates, which exclude the increasing trend from the annual accumulation rates. (e) Annual accumulation rates of the Aurora Peak ice core. (f) Temporal variation in stable hydrogen isotopes (δD). Annual mean value given by the thin black line, 7-year running averages given by the heavy black line.

図 6.2 Sea-level pressure (SLP) in periods (a) (1948-1971), (b) (1972-2007). NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl)

図 6.3 Wind vector and wind speed in periods (a) (1972-2007), (b) (1948-1971). NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl)

第７章. アイスコアを用いた 1900 年以前の環境変動復元

図 7.1 Temporal variation of (a) stable hydrogen isotopes (δD) and anomaly. (b) Annual accumulation rates of the Aurora Peak ice core and anomaly. (c) d-excess and anomaly. Annual mean value given by the thin black line, 7-year running averages given by the heavy black line and anomaly given by the red line.

図 7.2 The pattern diagram of moisture vapor advection. When water vapor inflow from southern Alaska, it is readily hampered by high altitude mountain ranges, whereas when it inflow from western Alaska, it is carried to the inland area of Alaska.

図 7.3 The relationship between temperature observed at 9 meteorological stations (Annette, Yakutat, McGrath, Juneau, Bettels, King Salmon, Homer, Cold Bay, Big Delta), which has high correlation with δD ($R=0.6$, $p < 0.05$) and δD of Aurora Peak ice core.

第１章．序論

1.1　山岳氷河におけるアイスコア研究

氷河は降り積もった雪が融けきらずに堆積し，上積荷重による圧縮や融解再凍結を繰り返す事により形成される．一般に，南極やグリーンランドに発達する大規模のものを「氷床」，それ以外の地域に発達するものを「氷河」と呼ぶ．氷河を鉛直に切り出した試料であるアイスコアは，積雪とともに過去の大気中のエアロゾル等を保存していることから海底や湖底の堆積物，樹木の年輪などと並び，有力な古環境の記録媒体のひとつである．近年の研究で，気候変動は地域によって変動期間や変動内容が異なることが分かってきており，全球的に詳細な気候変動の解明ためには，アイスコアを含めた様々なプロキシを用いて空間的・時間的に重層的な気候復元を行う事が求められる．

Dansgaard（1953）は，氷床コアの酸素同位組成の解析により，過去の気温の推定が可能であることを示し，これ以降，アイスコアによる古環境復元が行われはじめた．近年でも盛んにアイスコアの掘削が行われ，重要な古環境変化の記録が復元されてきた (EPICA Community Members, 2004; Jouzel et al., 2007).

1970 年代にはスイス・アルプスを中心に，極地氷床の掘削技術とは独立して，高所山岳地域における掘削技術の開発が進められてきた．日本においても，1982 年にネパール・ヒマラヤの氷河において 60 m のアイスコア掘削が行われて以降 (Watanabe et al., 1984)，山岳氷河での掘削が頻繁に行われてきた．山岳氷河は氷床に比べて，複雑な地形や気象条件の影響で鉛直方向に正確な情報を引き出す事が難しいと言われてきた．例えば，低・中緯度に存在する山岳氷河は掘削地点の気温が高く融解が生じやすく，アイスコアに含ま

れる記録が融解水によって乱される．また，高所に存在する山岳氷河は，強風による積雪の再配分も引き起こされやすく，鉛直方向の記録が乱される．そして，複雑な地形に存在するために流動による氷河の歪みが複雑で，風向きも変わりやすいために水蒸気の供給過程が複雑で，得られた情報の扱いが難しい．このような事から，山岳氷河から掘削されるアイスコアから正確な情報を引き出すことは難しいと言われてきた．しかし，山岳地域の多くは年間の涵養量が多く，正確な情報を引き出す事が出来れば，過去数百年規模の短いタイムスケールの気候変動を高時間分解能で議論することが可能である．さらに，山岳氷河は人間の活動域に近いところに存在するため，気候・環境への人為的な影響も明らかに出来る事が期待される (Schwikowski, 2004)．山岳氷河では気温が高く日射が強いために融解が生じやすいが，この融解再凍結氷を気温の指標とする研究も行われている (Koerner.,1977)．さらに，低緯度地域のペルーのケルカヤ氷帽において氷河調査とアイスコア掘削が行われ，熱帯の高山に位置する氷河のアイスコアからさえも明瞭な古環境情報の復元が可能であることが示された (Thompson et al., 1984)．それ以降，低・中緯度に位置する氷河からも多くのアイスコアが掘削され，古気候・古環境変動の解明に重要な役割を果たしてきた．

1.2　北部北太平洋域のアイスコア掘削の歴史

北部北太平洋でのアイスコア掘削の歴史は 1980 年にアラスカ南東部に隣接するカナダのランゲル山に始まり，2000 年代に入りアイスコアの掘削はより活発に行われるようになってきた．アラスカやアラスカに隣接するカナダ・ユーコン準州では， ローガン山やエクリプス氷原，ランゲル山などでアイスコアが掘削されてきた (Holdsworth et al., 1992; Yalcin and Wake, 2001;

Moore et al., 2002; Goto-Azuma et al., 2003; Shiraiwa et al., 2003; Fisher et al., 2004; Zagorodnov et al., 2005; Kelsey et al., 2010) (図 1.2, 表 1.1). ローガン山ではこれまでに年間涵養量の復元が行われた他 (Holdsworth et al., 1992), カナダ北西部のユーコン準州のエエクリプス氷原では 1996 年と 2002 年にピット観測とアイスコア掘削が行われ，化学主成分の変動が得られている (Yalcin and Wake, 2001; Yalcin et al., 2006). アラスカではこれまでランゲル・セントエライアス山脈のランゲル山 (4317m) で 2003 年と 2004 年にアイスコアの掘削が行われた (Shiraiwa et al., 2004). Yasunatri et al. (2007) は，ランゲル山から掘削された 50 m のアイスコアから，1992 年から 2002 年までの水素安定同位体比，トリチウム含有量および，ダスト濃度が明瞭な季節変動を示すことを明らかにした． Holdsworth et al. (1992) は，一般に気温の指標となると言われている水安定同位体比が，気温が寒冷化していた小氷期に高い値を示し，気温の指標にならない事を示した．Fisher et al. (2004) は，ローガン山の 5340 m の積雪中の酸素安定同位体比は気温を反映しておらず，運ばれてくる水蒸気の起源の変化によって変動する事が示された．さらに，ローガン山の標高の異なる 3 地点（PR Col, 5340 m; King Col, 4135 m; Eclipse, 3017 m）で掘削されたアイスコアや積雪中の水安定同位体比の比較から，高度によって供給される水蒸気の起源が異なり，高標高では，熱帯域から水蒸気が運ばれてくるのに対し，低標高では周辺海域から水蒸気が多く運ばれている事を示した．また，Moore et al. (2002) では，涵養量の変動が示されており，特に 1976 年からの急激な涵養量の増加が北太平洋域で生じている北太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation; PDO) (Mantua et al., 1997) と関係している事が示された.

カムチャッカ半島では，1998 年に東山脈のウシュコフスキー山で最初の掘削が行われ, 212 m 長のアイスコアが採取された (Shiraiwa et al., 1997). 約 200

年間の水の安定同位体比プロファイルが得られ，小氷期の気温が現在より -0.6 ℃低かったこと，涵養量の変化が PDO 指数と相関がありローガンコアから得られた涵養量変化と逆相関の関係がある事が示された (白岩と山口, 2002 ; 佐藤, 2007; Sato et al., 2014) ． 2006 年には中央山脈のイチンスキー山で岩盤まで到達する 115 m のアイスコアが掘削され, 水安定同位体比変動からオホーツク海の海氷面積を復元できる可能性が示された (Matoba et al., 2011).

掘削されたアイスコアの解釈の難しさに加え，掘削自体の難しさもあり，山岳アイスコアを用いた古環境復元に関する研究はまだ多いとは言え無いが, これまでに述べてきた様に，近年になり山岳アイスコアからも明瞭な気候・環境変動の復元が可能である事が示されてきている．低標高で融解などの影響が少ない地点からアイスコアが採取されれば，より周辺の気象条件を反映した古環境記録の復元が可能であり，その記録は北部北太平洋域の古環境研究の空間的な理解の為の有用な知見となると考えられる．

本研究で対象としたアラスカ地域では，地上気象ステーションでの観測は 1900 年代に入るまで行われていない (The Alaska Climate Research Center (http://climate.gi.alaska.edu/index.html)．地上気象ステーションでの観測が行われる以前の環境変化を明らかにし，現在に至るまでの環境変化のメカニズムを明らかにするために，アイスコアをはじめとする古環境プロキシによる古環境変化の復元が求められている．

表 1.1　Information from the northern North Pacific ice core records.

Site	Drilling year (AD)	Latitude	Longitude	Elevation (m a.s.l.)	Mean temp. (°C)	Accum. rate (m w.eq.$^{-1}$)	Depth (m)	Time span (year)
North America								
Aurora Peak [a]	2008	63.52°N	146.54°W	2825	-2.2	2.04 (1997-2007) 2.13 (2003-2007) 1.87 (1992-2002)	180.17	274
Logan*[b, c]	1980	60.34°N	140.24°W	5340	-	-	103	301
Eclipse*[d]	1996*[e], 2002*[f]	60.51°N	139.47°W	3017	~ -5	1.38*[e], 1.30*[f]	160*[e], 345*[f]	~1000
PRCol*[d]	2001, 2002	60.59°N	140.50°W	5340	-29	~0.65	188	8000
King Col*[d, g]	2002	60.58°N	140.60°W	4135	-17	~1.00	220.5	~300
Bona-Churchill*[h]	2002	61.24°N	141.42°W	4200	-24	-	460	-
Wrangell*[i]	2003*[j], 2004*[k]	62.00°N	144.00°W	4317	-18.9	2.49 (1992-2002)*[j] 2.66 (1992-2004)*[k]	50, 212	12
Kahiltna Pass*[l]	2008	63.07°N	151.17°W	2970	-	2.43 (2003-2007)	18.77	5
Kamchatka								
Ushkovsky*[m]	1998	56.04°N	160.28°E	3903	-15.7	0.55*[n]	211.7	640-830*[o]
Ichinsky*[p]	2006	55.46°N	157.55°E	3607	-13.0	0.68*[q]	115	-

aThis work, b Holdsworth et al. (1992), c Moore et al. (2002), d Fisher et al. (2004), e Yalcin and Wake (2001), f Yalcin et al. (2006), g Goto-Azuma et al. (2003), h Zagorodnov et al., (2005), i Shiraiwa et al. (2003), j Yasunari et al. (2007), k Kanamori et al. (2008), l Kelsey et al. (2010), m 白岩ら. (1999), n 白岩・山口 (2002), o Shiraiwa et al. (2001), p Matoba et al. (2007), q Matoba et al. (2011)

1.3　アラスカ地域の古環境復元

完新世で最も大きな気候変動の 1 つに小氷期 (Little Ice Age) と呼ばれる，15-19 世紀に生じた比較的寒冷な期間が存在する．小氷期が生じた要因としては太陽黒点活動の低下や火山活動の増加など，気候システムに対して外的要因が主な原因として挙げられている一方で，気候システムに対して内的要因 (海洋、氷床変化など) の寄与も大きいという可能性も指摘されている (増田 耕一, 1992)．一般に，寒冷期には海洋からの蒸発が減るために陸地では

降水量が減ると言われているが，近年の研究から，その変動期間や変動内容は地域によって異なる事がわかってきている．

一般に小氷期と呼ばれる期間の気候変動に関して，アラスカ地域ではこれまで主に，湖底堆積物や木の年輪などを用いて環境復元が行われている．McKay et al. (2008) は，アラスカ中南部に位置するハレット (Hallet) 湖の湖底堆積物中の生物源シリカ (BSi) の濃度から，アラスカ南部の過去 2000 年間にわたる夏の気温を復元した．アラスカ南部では夏の気温が 1450 年頃から下がりはじめ, 小氷期終盤の 1875 年頃までに 2 ℃程度低くなっていた事と，アラスカ南部では 1750 年頃から 1900 年頃にかけて最も寒冷化していた事を示した．さらに，この論文では，復元したアラスカ南部の気温の変動を, Hu et al. (2001) で示された, アラスカ山脈北西部のフェアウェル (Farewell Lake) 湖の湖底堆積物に含まれる炭酸塩の酸素安定同位体比から復元された過去 2000 年間の気温の変動と比較し，両者がおおよそ似たような変動傾向を示すことが明らかとなった．フェアウェル (Farewell Lake) 湖から復元された気温からは，小氷期の最寒冷期は 1700 年頃だったと推定されており，その時期には現在より約 1.7 ℃気温が低かった事が示された (Hu et al., 2001). Chipman et al. (2009) アラスカ南西部のオンゴケ (Ongoke) 湖から採取された堆積物から，年代決定による誤差はあるものの，1450 年頃から 1850 年頃までアラスカ南西部への水蒸気の流入量が減っていた可能性を示した．

このように，アラスカ各地で，小氷期の寒冷化と降水量の低下が示されている一方で，小氷期の温暖化と降水量の増加も報告されている．例えば，D’Arrigo (2005a) は, アラスカ西部の木の年輪からアラスカ西部の気温を復元し，アラスカ西部では，1600 年代前半から中盤までと，1700 年代後半から 1800 年代中盤では寒冷化していたが，1600 年代中盤から 1700 年代前半は比較的温暖化していた事を示した．Chipman et al. (2012) ではアラスカ北部のブ

ルックス山脈南東に位置するケチェ (Keche) 湖の湖底堆積物の解析により，小氷期には冬の降水量が増加していた可能性と，アリューシャン低気圧が西に位置することでアラスカ北部で降水が増加していた可能性を示した．このように，アラスカでは小氷期の気候変動が地域やプロキシ間によって異なること示されており，小氷期を含む過去数百年の気候変動の空間的な理解の為には様々なプロキシから，より高時間分解能な記録が引き出される事が求められる．

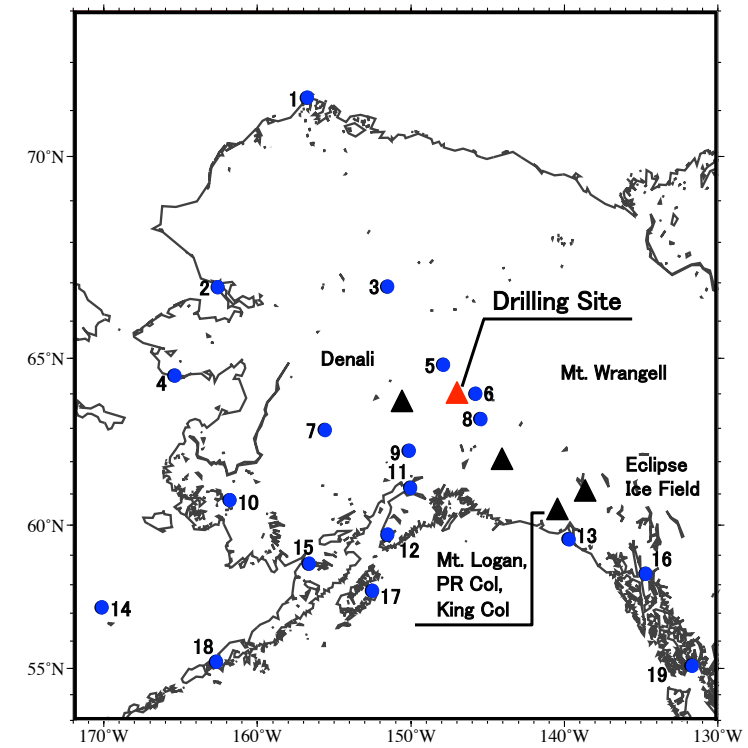
1.4 研究目的

2008 年の 5 月から 6 月にかけてアラスカ山脈にあるオーロラピーク付近の氷河にてアイスコア掘削を主とした観測が行われ，180.17m のアイスコアが掘削された (図 1.1)．また，2013 年の 2 月にアラスカの中央部から南部にかけて積雪縦断観測が行われ, 計 14 地点で積雪表面雪のサンプルが採取された (図 1.2).

本研究では，アラスカ中央部に位置するアラスカ山脈で掘削された山岳アイスコア記録 (Aurora Peak アイスコア) とアラスカを縦断しながら採取した広域積雪試料を用いて，北部北太平洋域の小氷期まで遡る環境変動要因を解明する事を目的とした．

アラスカでは 1900 年以降は地上気象ステーションでの観測記録が存在し，環境変化のシステムが理解されつつある. 第 6 章で詳しく述べるが, 例えば, アリューシャン低気圧が強化されると，アラスカでは降水量が増加し，また南風が強化されることにより気温が上昇する傾向があると言われている (Minobe and Nakanowatari, 2002; Nakanowatari and Minobe, 2005)．第 4 章から第 6 章では，アイスコアと広域積雪試料の記録と，1900 年代に入り測定さ

れている地上気象ステーションデータ (気温・降水量) と気候インデックス ((Pacific Decadal Oscillation Index (PDOI; Mantua et al. 1997), North Pacific Index (NPI; Trenberth and Hurrell, 1994)) の比較から，現在の気候システムとアイスコア記録との関係を明らかにした．第 7 章では，第 4 章から第 6 章までで示した, 気候システムとアイスコアから復元された記録との関係を用い, 1900 年以前の環境変動要因の推定を行った (図 1.3).



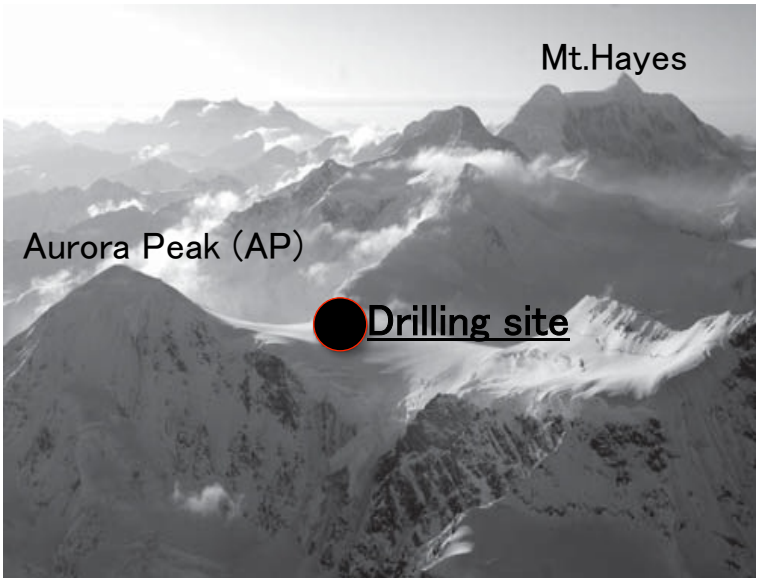


図1.1　Location of the study area and drilling site at Aurora Peak in the central Alaska Range and meteorological data sites. (Meteorological data sites: 1 Barrow, 2 Kotzebue, 3 Bettels, 4 Nome, 5 Fairbanks, 6 Big delta, 7 McGrath, 8 Gulkana Glacier, 9 Talkeetna, 10 Bethel, 11 Anchorage, 12 Homer, 13 Yakutat, 14 St Paul, 15 King Salmon, 16 Juneau, 17 Kodiak, 18 Cold Bay, 19 Annette)

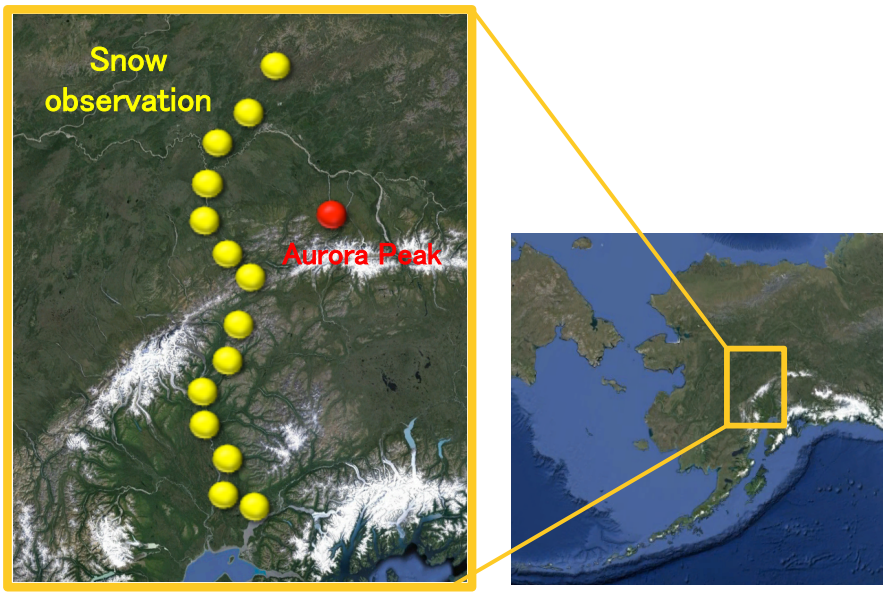


図 1.2　Snow observation sites.

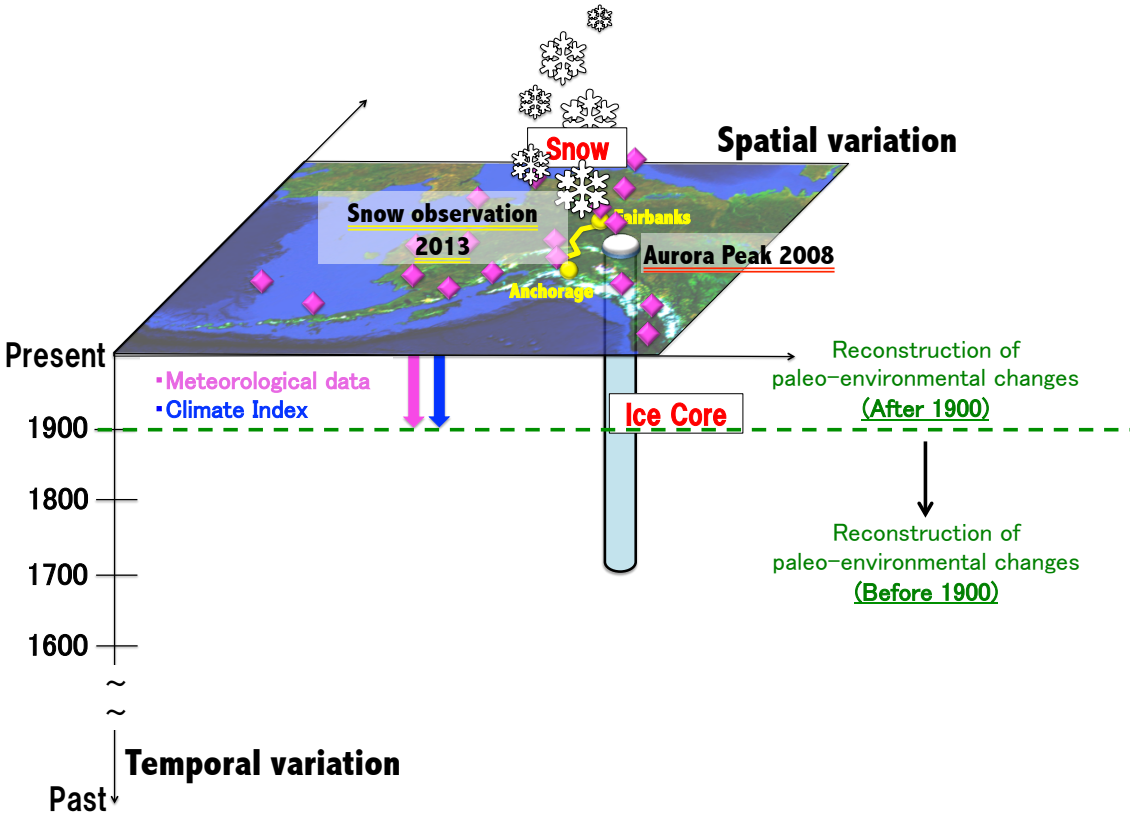


図1.3　Reconstruction of paleo-environmental changes.

第２章．試料と分析方法

2.1　アイスコアの掘削地点と積雪試料の採取地点

2.1.1　アイスコア掘削地点

掘削地点は，アラスカ山脈中央部にあるヘイズ山の南東約 15 km に位置するオーロラピーク (63.52°N, 146.54°W, 3068m a.s.l.) 付近の標高 2825m の平坦な場所である．この地点は東に流出する Black Rapid 氷河，西に流出する Sustina 氷河と北に流出する Trident 氷河の 3 つの氷河の分氷嶺になっている場所である (図 1-1)．アイスコアの掘削と同時にアイスコア掘削地点で表面流動，流動測定及び氷厚探査を行った．その結果，調査地域は南北方向に尾根を持つ鞍状地形であり，掘削地点はその頂上付近に位置していた．氷河表面流動は観測点付近を中心とした発散場を示し，掘削地点の鉛直流動速度は 8 m a^{-1} で水平流動速度は <0.5 ma^{-1} だった. 掘削地点の氷厚はアイスレーダーによる観測から， 252±10 m である事が推定された (Fukuda et al., 2011).

2.1.2　広域積雪試料採取地点

アラスカ山脈を挟みアラスカ中央部のフェアバンクス近郊 (65.12°N, 147.49°W) から南部のアンカレッジ近郊 (62.48°N, 150.27°W) の間で国道 4 号線沿いの 14 地点で積雪観測を行い，表面積雪のサンプリングを行った (図 2.1, 表 2.1)．サンプリングサイトは，アラスカ山脈の北側に 7 地点、南側に 7 地点で、標高は 44〜671m だった．試料の採取は，多くは国道沿いで行い，いずれも積雪表面に国道を通る車や森林からの汚染の影響が少ない地点を選んで行った.

2.2　気象観測データ

アラスカ各地の各気象観測所における過去の観測記録が The Alaska Climate Research Center (http://climate.gi.alaska.edu/index.html) で公開されている. Aurora Peak アイスコアから復元された古環境記録と比較対象となる 19 カ所気象観測所を選び，年平均気温および年平均降水量を解析に用いた (図 1.1, 表 2.1).

表 2.1　Information on meteorological data sites.

No.	Weather Station Site	Latitude	Longitude	Elevation (m a.s.l.)	Since (AD)	No. of data points			
						Temperature (°C)		Precipitation (mm)	
						Annual av.	7 year av.	Annual av.	7 year av.
1	BARROW	71.17	156.46	9	1901	94	77	92	76
2	KOTZEBUE	66.53	162.36	3	1897	81	65	76	64
3	BETTELS	64.49	147.51	132	1951	56	51	55	51
4	NOME	64.31	165.27	3	1900	102	96	101	96
5	FAIR BANKS	64.49	147.51	132	1929	78	73	76	72
6	BIG DELTA	64.00	145.43	386	1937	67	61	67	62
7	MCGRATH	62.57	155.36	104	1941	66	61	65	61
8	GULKANA GLACIER	63.16	145.25	1480	1968	34	34	37	34
9	TALKEETNA	62.19	150.06	105	1918	89	84	88	84
10	BETHEL	60.47	161.50	38	1923	81	70	80	70
11	ANCHORAGE	61.11	150.00	34	1952	55	50	54	50
12	HOMER	59.39	151.29	27	1932	75	70	74	70
13	YAKUTAT	59.31	139.38	8	1917	87	70	86	70
14	ST PAUL	57.10	170.13	6	1892	58	53	57	53
15	KING SALMON	58.41	156.39	14	1917	87	67	84	67
16	JUNEAU	58.21	134.35	3	1936	68	62	70	66
17	KODIAK	57.45	152.30	4	1931	76	71	75	71
18	COLD BAY	55.12	162.43	29	1950	57	52	56	52
19	ANNETTE	55.03	131.34	33	1941	66	61	65	61

2.3 アイスコアの概要

アイスコア掘削は 2008 年 5 月 21 日から 6 月 2 日にかけて行った. 浅層メカニカルドリルを用いて全長 180.17 m を 1.77 m / hour の速度で 101 時間かけて掘削した．アイスコアの直径は 90〜93 mm で一回の平均掘削長は約 0.5 m であった.

掘削後に，アイスコア毎に直径と長さを測定し，質量と体積からコア毎の密度を算出した (図 2.1). 密度プロファイルより, 氷化深度は約 55 m だった. また, この密度プロファイルからアイスコアの深度を水当量深度に換算した. 180.17 m 深は水当量で 149.68 m w.eq. に相当した.

透過光を使った目視観察によって，汚れ層の検出と層位観察を行った．層位観測から，掘削地点が浸透帯である事が分かった.

掘削直後に，掘削孔を用いた氷温分布の測定を行った．測定は，氷壁にサーミスターのセンサーを接触させ，5 分，10 分，30 分，1 時間，2 時間後にテスターで抵抗値を計測し，その時間変化から氷温を算出した．図 2.2 に掘削孔の氷温プロファイルを示す．一般に年平均気温になるといわれている 10 m 深の掘削孔内温度は -2.2 ℃ だった．第 3 章で詳しく述べるが，この氷河には夏の融解再凍結で出来る氷板がいくつも存在した．したがって，融解再凍結時の潜熱の影響を受けているために実際の年平均気温は -2.2 ℃ より低いと考えられる.

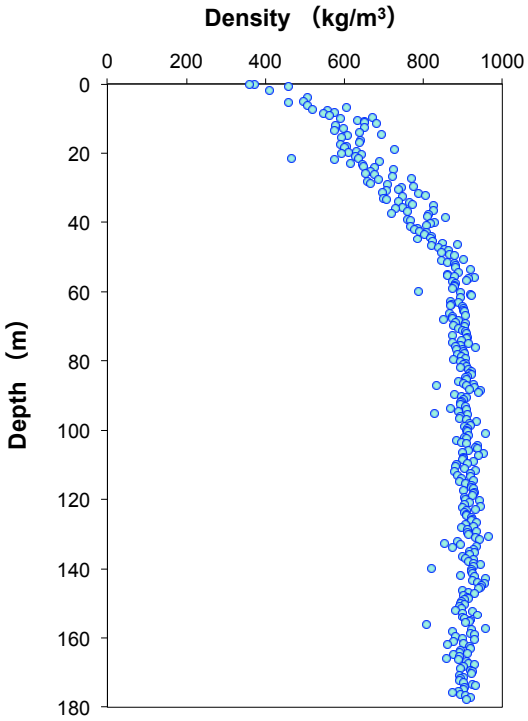


図 2.1　Density profile of ice cores from Aurora Peak.

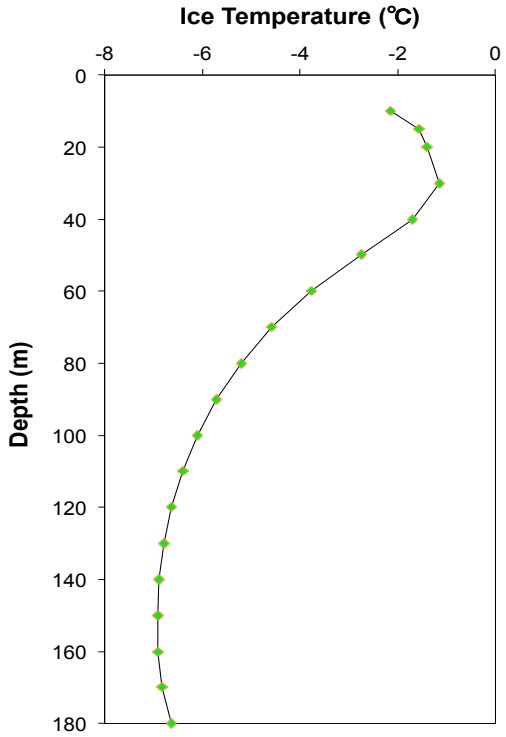


図 2.2　Profile of ice temperature measured into a drilling bore hole.

2.4 試料処理方法

2.4.1 アイスコア試料の処理方法

アイスコアの処理は低温科学研究所の -20 ℃ の低温実験室内で行った．バンドソーを用いて鉛直方向に 4 分割したコアの 2 片を用いた．

オーロラピークに近いランゲル山のアイスコアでは表面の涵養量が 2.49 m w.eq. (1992-2002) と 2.66 m w.eq. (1992-2004) (Yasunari et al., 2007; Kanamori et al., 2008)，デナリ国立公園の Kahailtna Pass のアイスコアでは表面の涵養量が 2.43 m w.eq. (2003-2007) (Kelsey et al., 2010) と推定されている事から，0.1 m の分解能で十分に季節変動が復元できると考えた (表 1.1)．まず始めに，鉛直方向に 4 分割しコアの 1 片をさらに水平方向に約 0.1 m 毎に全層を切断し 1 試料とした．約 0.1 m 毎に切断したコアは，掘削時やコア処理のときに付着した汚染やコアを保存している間にコア表面で生じる水蒸気の昇華と凝結が化学成分組成に与える影響を除去する為に，コア深度 0-70 m の試料は試料表面をセラミックナイフで表面を約 3 mm 削り，コア深度 70-180 m の試料はステンレス製のざるに入れ超純水で洗浄した．試料表面を削る操作は，低温実験室内のクリーンベンチで行った．その後， 清浄なポリエチレン袋 (WHIRL-PAK) に入れて室温で融解した．融解した水試料はポリプロピレン容器 (アイボーイ) に移して，冷蔵室内で保管した．

約 0.1 m 毎に切断した水素安定同位体比 (δD) のプロファイルを図 3.1 に示した．第 3 章で詳しく述べるが，100 m 以深では同位体比の変動の振幅が低下しており，これは，氷河の流動の影響による分析した試料の時間分解能の低下であると考えられた．その為，鉛直方向に 4 分割したコアのもう 1 片を用いて，100 m 以深を水平方向に約 0.02 m 毎に水平方向に切断して試料を作成した．0.1 m 毎に切断した試料同様に，掘削時やコア処理のときに付着した汚染やコアを保存している間にコア表面で生じる水蒸気の昇華と凝

結が化学成分組成に与える影響を除去する為に，試料表面をセラミックナイフで表面を約 3 mm 削った。試料表面を削る操作は，低温実験室内のクリーンベンチで行った (図 2.3)．その後，　清浄なポリエチレン袋 (WHIRL-PAK) に入れて室温で融解した．融解した水試料はポリプロピレン容器 (アイボーイ) に移して，冷蔵室内で保管した．

以上の処理に用いたセラミックナイフ，ステンレス製のザル，ポリプロピレン容器はすべて超純水内で超音波洗浄してから用いた．

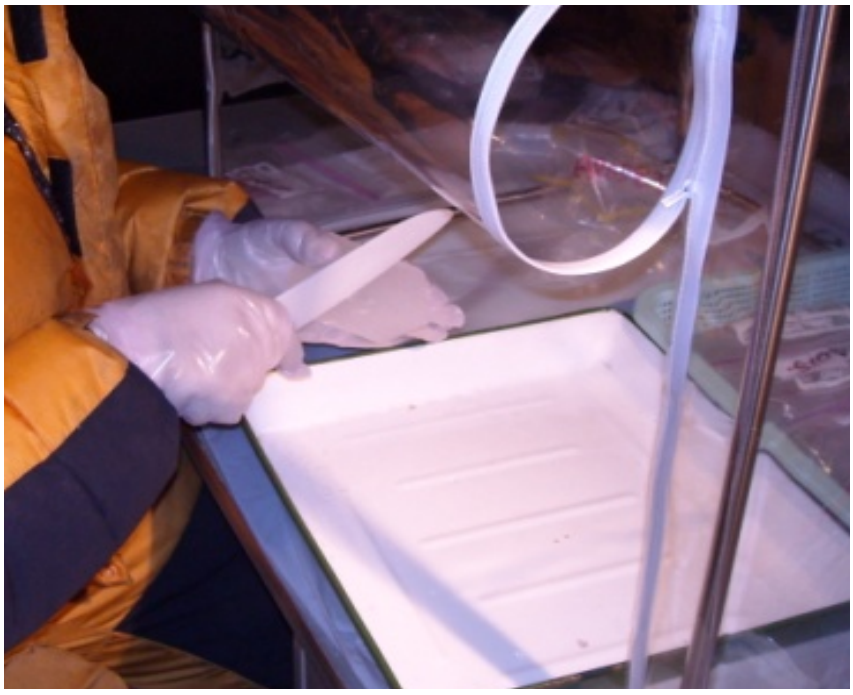


図 2.3　Removing process of contaminations onto ice cores. We shaved off the outer surface of each sample with a ceramic knife in the cold laboratory (–20°C) at the Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University.

2.4.2　積雪試料の処理方法

積雪の採取は 2013 年の 2 月 25 日から 28 日にかけて行った．採取した表面積雪の概要を表 2.2 に示した．積雪表面雪の雪質はいずれの地点も，こしもざらめ雪とこしまり雪の混ざったものであった．

50 から 100 cm の積雪から，雪べらを用いて，積雪表面雪を 2-3 cm を直接清浄なポリエチレン袋 (WHIRL-PAK) に採取した (図 2.4)．現地で室温で融解後, 現地にてポリプロピレン容器 (アイボーイ) に移して常温で持ち帰った．帰国後すぐに全ての試料の測定を行った．積雪試料は全て，測定前に 0.45μm のフィルターで濾過した．

以上の処理に用いた雪ベラ，ポリプロピレン容器はすべて超純水内で超音波洗浄してから用いた．

表 2.2　Information of snow observation sites and snow samples.

No	Sampling Date	Latitude	Longitude	Altitude	Sampling thickness (cm)
1	2013.2.25	65.12	147.49	183	3
2	2013.2.26	64.82	148.04	261	3
3	2013.2.26	64.70	148.73	365	3
4	2013.2.26	64.48	149.08	112	3
5	2013.2.26	64.20	149.30	231	3
6	2013.2.26	63.90	149.05	411	3
7	2013.2.27	63.57	148.81	617	2-3
8	2013.2.27	63.27	149.24	671	2
9	2013.2.27	63.00	149.61	591	2
10	2013.2.27	62.75	150.13	253	2
11	2013.2.28	62.48	150.27	198	2
12	2013.2.28	62.15	150.08	107	2
13	2013.2.28	61.82	150.09	44	2
14	2013.2.28	61.57	149.67	61	2



図 2.4　Snow sampling with a snow sampler.

2.5 分析方法

2.5.1 水安定同位体比の測定方法

雪・氷を構成する酸素と水素の天然に存在する同位体は，酸素では ^{16}O, ^{17}O, ^{18}O と水素では ^{1}H, $^{2}H(D)$ であり，主に，$H_2{}^{16}O$, $HD^{16}O$, $H_2{}^{18}O$ の 3 つが存在する．海水中ではこれらの同位体比はほぼ一定である．降水中の安定同位体の ^{18}O および，$^{2}H(D)$ の量比は非常に微量で，その変動はさらに小さい値となるため，酸素同位体を用いる場合は $^{18}O/^{16}O$ を，水素同位体を用いる場合には $D/^{1}H$ をそれぞれとり，海洋における同位体の平均値 (Standard Mean Ocean Water :SMOW) を標準海水としてそれを基準に，その変化量を千分率 (‰) で示す．またこのとき，酸素の同位体組成は $\delta^{18}O$, 水素の同位体組成は δD で表わす．

$$d^{18}O = \left(\frac{(^{18}O/^{16}O)_{Sample}}{(^{18}O/^{16}O)_{SMOW}} - 1\right) \times 1000 \ (‰)$$

$$dD = \left(\frac{(D/^{1}H)_{Sample}}{(D/^{1}H)_{SMOW}} - 1\right) \times 1000 \ (‰)$$

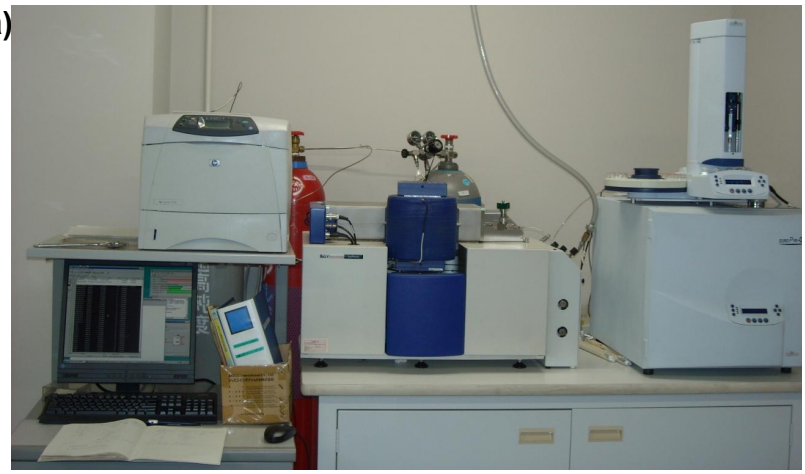
水安定同位体比は蒸発や凝結などの相変化によって変化し，その変化を分別と呼ぶ．水の相変化に伴う同位体の分別は，分子量に対する水蒸気圧の差に起因する．降水の主要な水蒸気起源である海洋の水素同位体比を 0 ‰ とした場合，海水面から平衡状態で蒸発した水蒸気中の水素同位体比はおよそ -80 ‰ になる．これが高緯度に輸送されたとき，水蒸気の凝結により同位体の分別が起こり，重い同位体は降水となって除去され水蒸気はより軽くなる (Dansgaard, 1964).

0.1 m 分解能のアイスコア試料の水素安定同位体比の分析は，北海道大学低温科学研究所に設置された導入系にクロム燃焼還元炉 (EuroVector 社製: EURO EA) を用いた質量分析計 (micromass 社製: IsoPrime PyrOH) (図 2.5) と，

コペンハーゲン大学に設置されたキャビティリングダウン方式 (WS-CRDS) 同位体比分析装置 (PICARRO 社製: アナライザー: L2120-i，ベーパライザー: L1102-i) で行った．0.02 m 分解能のアイスコア試料と広域積雪試料の水素安定同位体比の分析は，北海道大学低温科学研究所に設置されたキャビティリングダウン方式 (WS-CRDS) 同位体比分析装置 (PICARRO 社製: アナライザー: L2120-i, ベーパライザー: L1102-i) (図 2.5) で測定した．質量分析計は，高温で気化させた水試料を高温のクロム還元炉に通して水分子を水素に還元して質量分析計に導入して分析する原理である．測定前に 0.45μm のフィルターで濾過した水試料 (2ml) からオートサンプラーで 0.2 μl を分注して導入した．クロム燃焼還元炉の温度は試料導入部が 160 度，分析部が 100 度，カラムは 1050 度に設定した．標準試料に超純水（-77.2‰），南極の積雪（-370.7‰）を使用した．1 試料につき 3 回測定し，その平均値を測定値とした．分析精度は ±0.1‰ だった．

PICARRO 社製 WS-CRDS 方式同位体比分析装置は，水試料を導入した分光器内にレーザーを通過させ，水試料による光強度の減少を測定し，同位体比を分析する装置である．北大低温科学研究所では標準試料に超純水（-77.2‰），南極海の氷山氷（-147.3‰），南極の積雪（-370.7‰）を使用し，コペンハーゲン大学では，標準試料にグリーンランド氷床から採取された積雪試料（-168.7, -111.1, -257.3‰）を使用した．た．標準試料は 1 試料につき 20 回測定し，15-20 回目の測定値のうち平均 3 回の平均値を測定値とした．サンプルは 1 試料につき 10 回測定 (1 部の試料は 8 回) し，6〜10 回目 (8 回測定の場合は，4-8 回目) の測定値のうちの平均 2-4 回の平均値を測定値とした．分析精度は ±0.2‰ だった．

(a)



(b)



図 2.5　(a) Mass spectrometer system at Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University. The system is composed of a Cr reduction oven (EURO vector, EA) and a mass spectrometer (Micromass; IsoPrime PyrOH). (b) Picarro WS-CRDS-based analyzer at Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University. A near-infrared absorption spectrum are caught and measured in Cavity Ring-Down Spectroscopy-avoids (CRDS).

2.5.2　酸素安定同位体比の測定方法

酸素同位体比の分析は，0.02 m 分解能のアイスコア試料と積雪試料は北海道大学低温科学研究所に設置されたキャビティリングダウン方式 (WS-CRDS) 同位体比分析装置 (PICARRO 社製: アナライザー: L2120-i, ベー

パライザー: L1102-i) (図 2.6). 標準試料に超純水（-12.11‰），南極海の氷山氷（-19.17‰），南極の積雪（-46.69‰）を使用した．標準試料は 1 試料につき 20 回測定し，15-20 回目のうち平均 3 回の平均値を測定値とした．サンプルは 1 試料につき 10 回測定 (1 部の試料は 8 回) し, 6〜10 回目 (8 回測定の場合は，4-8 回目) の測定値のうちの平均 2-4 回の平均値を測定値とした．分析精度は ±0.08‰ だった．

0.1 m 分解能のアイスコア試料の酸素安定同位体比の測定は，コペンハーゲン大学に設置されたキャビティリングダウン方式 (WS-CRDS) 同位体比分析装置 (PICARRO 社製: アナライザー: L2120-i，ベーパライザー: L1102-i)で行った．標準試料にグリーンランド氷床から採取された積雪試料（-14.84, -21.89, -33.44‰）を使用した．標準試料は 1 試料につき 20 回測定し，15-20 回目のうち平均 3 回の平均値を測定値とした．サンプルは 1 試料につき 8 回測定し，8〜10 回目の測定値の平均値を測定値とした．分析精度は ±0.08‰ だった．

2.5.3 化学主成分の測定方法

試料中の化学主成分 (Na^+, NH_4^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}) の濃度は, イオンクロマトグラフ (Dionex 社製: DX500) で定量した．各化学種の定量限界はそれぞれ 10ppb だった．測定条件を表 2.3 に示す.

表 2.3 Analytical conditions of ion chromatographys.

	Cation	**Anion**
Column	Dionex CS-12A	Dionex AS-14A
Eluent	MSA (20mM)	$NaHCO_3$ (1mM)+Na_2CO_3 (8mM)
Flow rate	1.0mL/min.	1.2mL/min.
Injection volume	500 μ L	500 μ L

2.5.4　トリチウムの測定方法

トリチウム含有量は，液体シンチレーションカウンター (アロカ株式会社製: LSC-LB3) で測定した．水安定同位体比の分析に使用した試料 5 試料から 10 ml ずつ分注し，50 ml で 1 試料とした．試料にシンチレーターとして配合済乳化シンチレーター (パッカードインストルメント社製: アクアゾル-2) を 50 ml 添加し乳化するまでよく攪拌したのち，トリチウムが β 崩壊するときにシンチレーターが放出する蛍光スペクトルを測定し，その強度からトリチウム含有量を算出した (Kamiyama et al., 1997).

第３章．アイスコアの年代決定と涵養量の復元

3.1　分析分解能の検討

図 3.1 に水素安定同位体 (δD) の 0.1 m と 0.02 m 分解能での測定結果を示した．0.1 m 分解能の δD の変動を見ると，大きくかつ周期的な変動が見られたが， 100 m 以深で，変動幅が著しく低下している事が分かる．深部での同位体比の変動の振幅が低下したことの主な原因は，先行研究からフィルン層の圧密による時間分解能の低下, 雪層での同位体比の拡散 (Hammer et al., 1978; Jonsen, 1975; Jonsen et al., 1997)，そして，フィルン層での蒸発散 (Hammer et al., 1978; Johnsen, 1975; Johnsen et al., 1997) が考えられたが，本研究では深層部に行くにつれて氷河の流動により年層厚が歪み，浅層部に比べて年層あたりのサンプリング数が著しく少なくなったことにより鉛直プロファイルが円滑化したものと考えた．従って，100 m 以深を 0.1 m から 0.02 m に約 5 倍の分解能に引き上げて，δD の再分析を行った (図 3.1).

図 3.1 に示したように 0.02 m 分解能の δD の鉛直プロファイルを見ると，0.1 m の分解能に比べて，振幅が大きくなったことがわかる．また，図 3.1 に示した, 150-155 m の範囲での 0.1 m 分解能の δD と 0.02 m 分解能の δD の鉛直プロファイルの比較から， 0.02 m 分解能では，0.1 m 分解能に比べて，ピークの数が多い事が確認出来た．第 4 章で詳しく述べるが，本研究では，δD のプロファイルを用いて，極大値から極大値までを 1 年として年層厚を数えてアイスコアの年代決定を行っている．従って，再分析し，深部の分解能を上げた事により，年層を正しく数えて年代の推定を行えた．

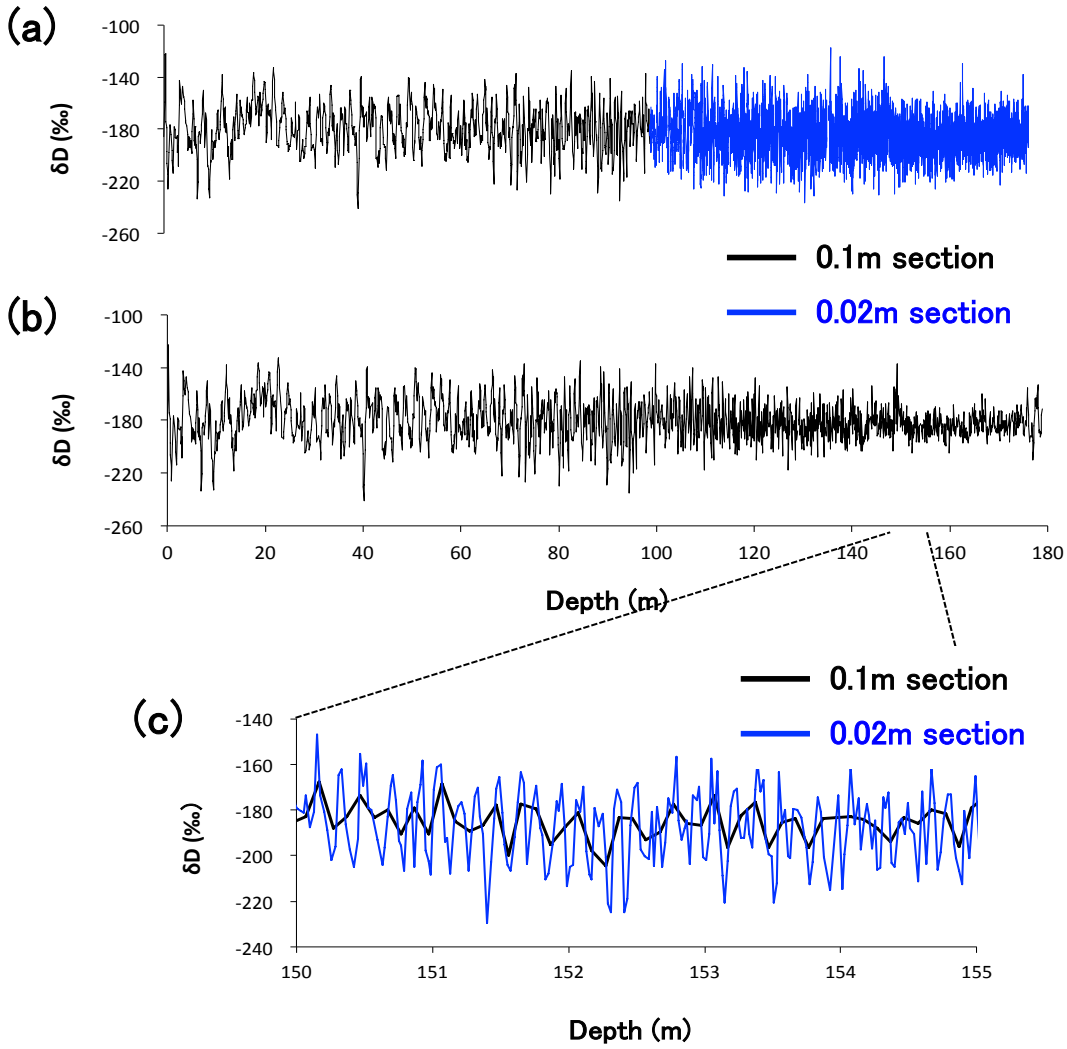


図 3.1　Comparison of analytical resolution. (a) Profile of δD with 0.02m resolution from 100 to 180m (blue line). (b) Profile of δD with 0.1m resolution from 0 to 180m (black line). (c) Then we show the variation between 150 and 155m. 0.1m resolution δD shows that the number of peaks is small compared with 0.02m resolution.

3.2 アイスコアの年代決定

3.2.1 水素安定同位体比とナトリウムイオンを用いた年代推定

図 3.2 に MFP (Melt Feature Percentage), 水素安定同位体比 (δD) とナトリウムイオン (Na^+) のプロファイルを示す．年代を決める際，δD は 0-100 m は 0.1 m 分解能の結果を，100 m 以深は 0.02 m 分解能の分析結果を用いた. δD は -199.83‰～-163.83‰ の間で，極大と極小を繰り返す周期的な変動を示した．一般的に，水安定同位体比は主に凝結時の気温を反映し，高緯度に位置する氷床コアでは，冬に極小値，夏に極大値を示すと言われているが，前述した様に山岳氷河は水蒸気の輸送過程が複雑なため，水安定同位体比の解釈には注意する必要がある．

MFP は一定の氷厚に対する再凍結で生じる氷板の割合と定義され，夏の気温の指標として用いられる (Koerner., 1977)．本研究では，コア 0.1 m に対する融解再凍結層の割合として求めた (図 3.2)．MFP が増加する時期と δD が極大を示す深度が一致した．第 4 章で詳しく述べるが，オーロラピークは年々の涵養量が多く，かつ氷体温度が 0℃ 以下の浸透帯に位置するために，融解水は直下で再凍結し，冬季の層まで浸透することは考えられない．従って，MFP は夏に高い値を示し，水素安定同位体比の変動は夏季に極大を，冬季に極小値を示す，明瞭な季節変動を持つ事が分かる．

深層部では MFP の周期的な増加が顕著に見られなかった．これは，気温の低下などにより融解再凍結氷が減少したなど，環境変化をとらえたわけではなく, アイスコアが 約 55 m で氷化したため目視観察の精度が落ちたためだと考える．

次に，Na^+ が，δD と同様に周期的な変動をしており，δD が極小となる時に極大値を示す季節変動をしている事が分かった (図 3.2)． Yalcin et al. (2006) では，エクリプス氷原のアイスコア中の Na^+ 濃度が秋から冬にかけて

高くなる事が示され，これは秋から冬の降雪は，冬季にアラスカ湾で発達する低気圧や前線によってもたらされ，活発な低気圧活動により多くの海塩が巻き上げられ，降雪中に含まれる事に起因すると示された．本研究で示された冬季の Na^+ のピークも同様の過程によって形成されると考えられる．この事から，Na^+ は冬期に極大値を示し，δD が冬に極小を持つ季節変動をしている事が確認出来た．

以上から，δD は夏に極大，冬に極小を持つ季節変動をしていることが確認出来た．δD が極小となる時期を冬期として，極小値から次の極小値までを 1 年として年層を数えた．その際，δD が極小になる位置に，Na^+ の極大がくる事を確認した．その結果，Aurora Peak アイスコアは全層約 180 m で 1666 年から 2007 年に相当する事が推定された．

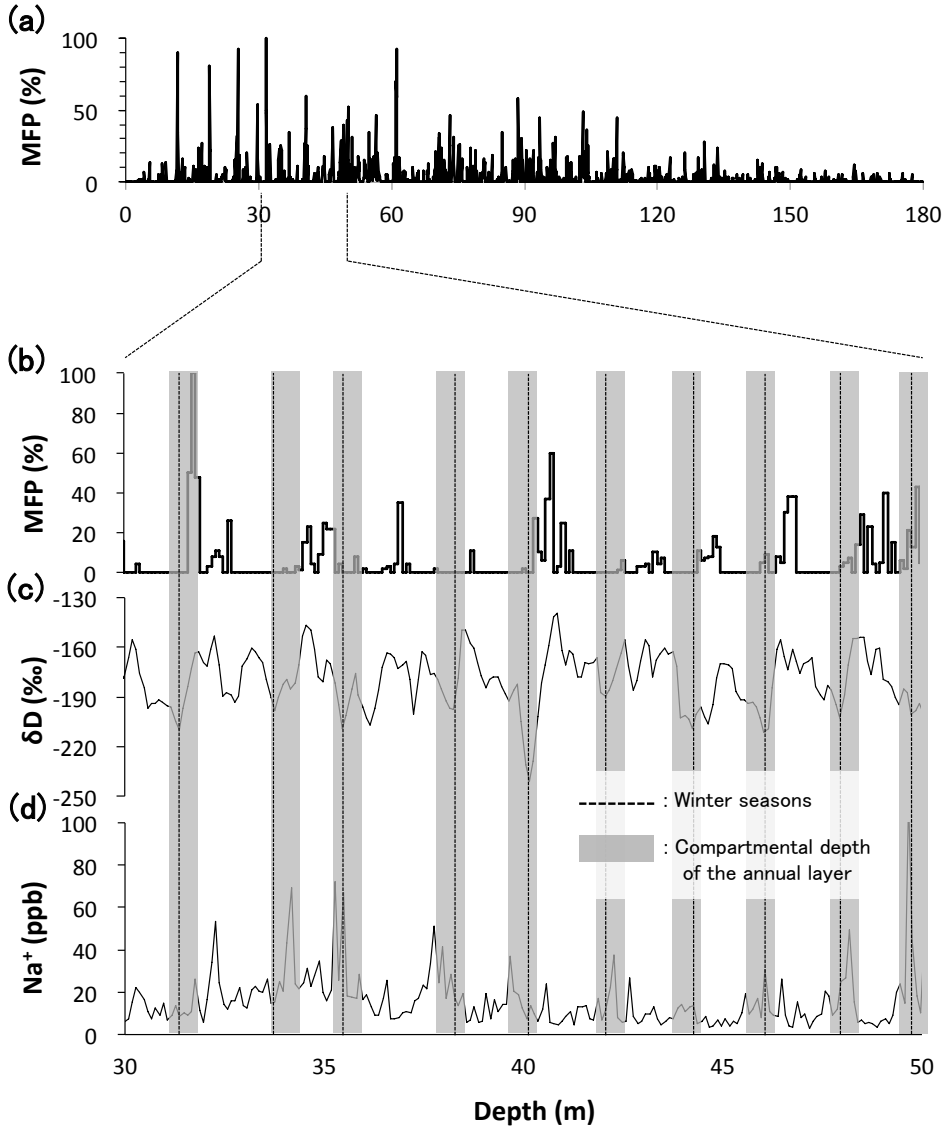


図 3.2　(a) Melt feature percentage (MFP) plotted against snow depth scale between 0 m and 180 m. Then, we shows the variation between 30m and 50m, (b) MFP, (c) Stable hydrogen isotopes (δD), and (d) Na^+. Gray shading indicates winter seasons. The dotted lines show the compartmental depths of the annual layers.

3.2.2　示準層を用いた年代確認

前述した水素安定同位体比の季節変動を用いて推定したアイスコアの年代の確認をいくつかの示準層を用いて行った（図 3.2).

一つ目の示準層として火山噴火のシグナルを用いた．氷河には，海洋，森林火災，火山噴火などを起源とする様々な化学物質が大気循環によって運ばれ，雪とともに堆積する．その為，アイスコア中の化学シグナルからは，過去のエアロゾル組成の長期変化を復元出来るだけでなく，火山や森林火災のような突発的なイベントを抽出することが可能である．アイスコア中の火山噴火や森林火災のシグナルは，そのイベントが生じた年代が明らかな場合，アイスコアの年代を推定するための示準層として用いる事が出来る．

アイスコア中の火山噴火の指標には，目視で観測出来る火山灰による汚れ層のほか，火山ガスからの二次生成物である硫酸イオン (SO_4^{2-}) や塩化物イオン (Cl^-) を用いることが多い．しかし，硫酸イオンの起源は火山噴火のほか，海塩や海洋植物プランクトンや化石燃料などが主にある．海塩起源の硫酸以外は非海塩性硫酸イオン (non sea salt (nss) SO_4^{2-}) と称される．海塩起源の硫酸イオン濃度は、Na^+イオンの全量を海塩起源と仮定し、標準海水中の比率から 0.25×Na (重量濃度) と求められ, 非海塩性硫酸イオンの濃度は次式で与えられる (Wilson, 1975; Legrand and Mayewski, 1997).

$$(\mathrm{nssSO_4^{2-}})=(\mathrm{SO_4^{2-}})-0.25\,(\mathrm{Na^+})$$

火山ガス由来の硫酸イオンは, 一般的にスパイク状のピークとして現れる．また火山ガスには塩化水素が含まれることも多く，アイスコア中の塩化物イオンとナトリウムイオンの比が火山性のシグナルとして現れる．本研究では，非海塩性硫酸イオン ($nssSO_4^{2-}$) 濃度 の平均値に標準偏差の 2 倍の値を加えた値を，火山性ピークとして抽出する閾値（$nssSO_4^{2-}$; 188.2 ppb）として設定し，複数のピークを抽出した．$nssSO_4^{2-}$ のピークが確認できた層の前後で，候補となる火山噴火を確認したところ， $nssSO_4^{2-}$ のピークと 8 つの火山噴火

の年がそれぞれ一致した．1992 年のアラスカのスパー火山の噴火は，ランゲル山のアイスコア中に火山灰層が観察されている (Yasunari et al., 2007). Aurora Peak アイスコア中で 1992 年と推定された層にも，汚れ層が観察された．Yalcin et al. (2003) では，1912 年のアラスカのカトマイ火山の噴火では，他の火山の噴火時よりも，非海塩性の塩化物イオン ($nssCl^-$) が多く検出される事が報告されている (23 ng g^{-1}, スパー火山; 1663 ng g^{-1}, カトマイ火山). 従って, 塩化物イオンとナトリウムイオンの比 (Cl^-/Na^+) についても $nssSO_4^{2-}$ と同様に閾値 (Cl^-/Na^+; 6.6 ppb) を設定し，ピークを確認したところ，1912 年と推定された層には， Cl^-/Na^+ のピークが見られた．その他の 6 つの火山については，アイスコア掘削地点と火山の位置関係や火山の規模から，その候補となる火山が妥当であると判断した．(図 3.4, 表 3.1)（Alaska Volcano Observatory (http://www.avo.alaska.edu); Yalcin and Wake, 2007; MacGimsey et al., 2002; Newhll and Selp, 1982）.

二つ目の示準層として水爆実験によるトリチウムのシグナルを用いた．トリチウムは，天然では大気上層で宇宙線の中性子または陽子が大気中の窒素または酸素と核反応することで生成され，降水などに含まれて地表面に沈着するが，水爆実験により人工的に大気や水圏に多量に拡散される事がある (Oerter and Rauert 1982). 1950~1960 年代の水爆実験により大気圏に放出されたトリチウムは，氷河や極地の積雪層でも検出され，特定の年代を確定するのに利用されている．1962 年に放出量が最大となったトリチウムは，北半球のアイスコアでは 1963 年にピークを示す事が知られている(Koida et al., 1982; Fujii et al., 1990).

図 3.5 にトリチウムのプロファイルを示す．δD の季節変動から，1963 年と推定した層の付近に，トリチウムの著しいピークが確認出来た．従って，

このピークが 1963 年のトリチウムピークであると推定し，アイスコア年代のチューニングを行った.

アイスコアの年代決定の誤差は, δD を用いた年層カウントとトリチウムピークが出現した位置の誤差 3 年と, δD を用いた年層カウントと火山シグナルの出現した位置の誤差 2 年から，±3 年と決定した.

表 3.1　Volcanic eruption signals used as marker horizons.

Volcano	Eruption Year (A.D.)	VEI	Age determined by annual layer counting (A.D.)	Difference	Cl^-/Na^+ peak	Dirty layer
Shishaldin Volcano	1999	3	1999	0	×	×
Mt. Spurr	1992	4	1992	0	○	○
Pinatubo	1991	6	1991	0	×	×
Augustine Volcano	1976	4	1976	0	○	×
Mt. Tolbachik	1975	4	1975	0	○	×
Mt. Katmai	1912	3	1912	0	○	×
Bezymianny	1856	5	1856	0	○	×
Chirpoi group	1712?	4	1710	2	×	×

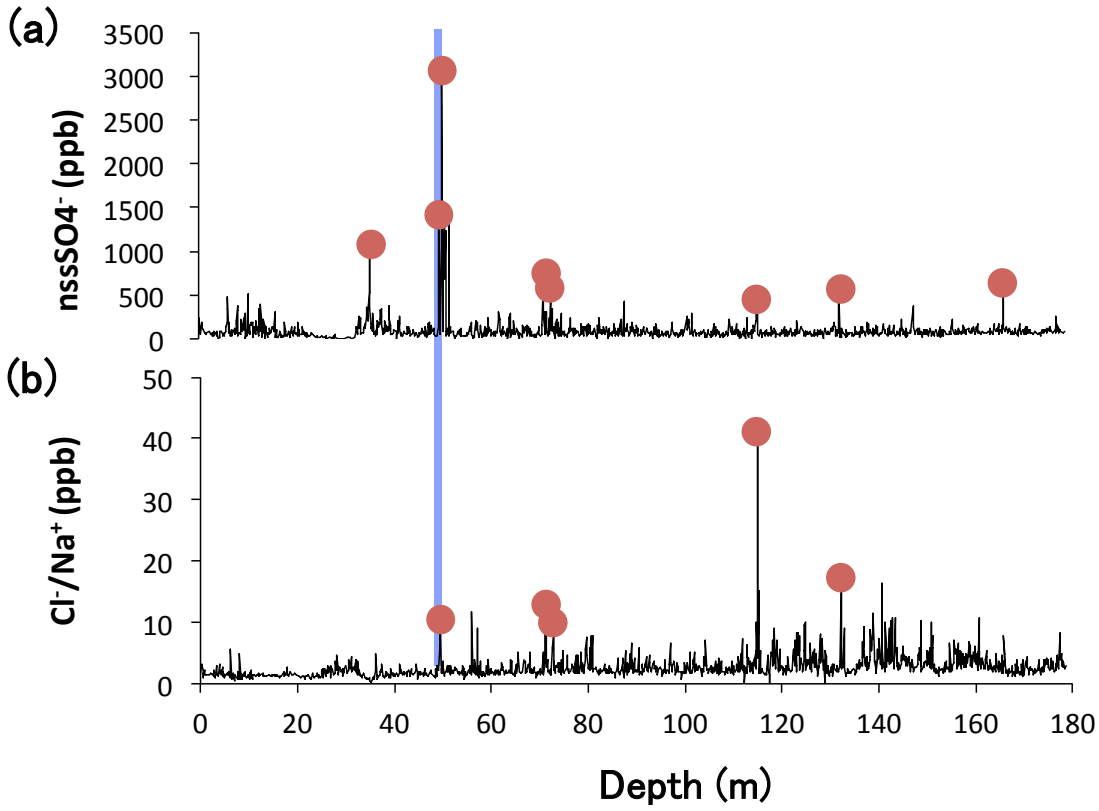


図 3.3　(a) Non-sea salt sulphate (nss SO_4^{2-}) and, (b) Cl^-/Na^+ plotted against snow depth. The blue shading indicates dirty layer and red circles indicate volcanic eruption signals.

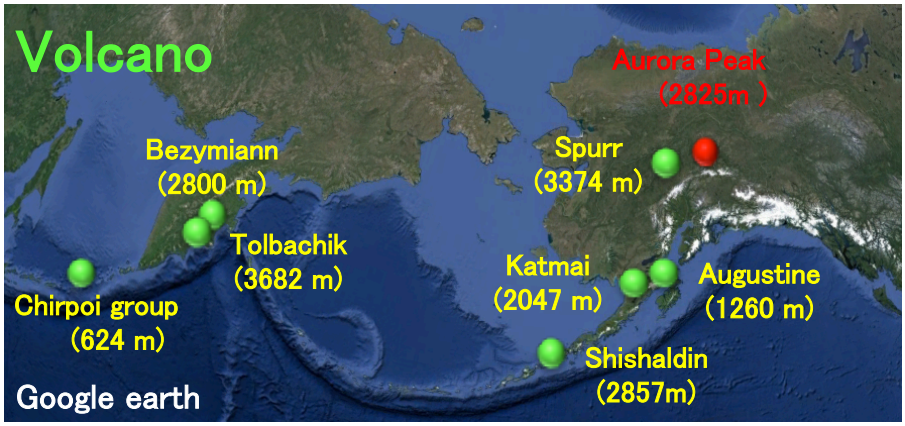


図 3.4　Location of candidate volcanoes for reference horizon of non-sea sulphate (nss SO_4^{2-}) in ice cores.

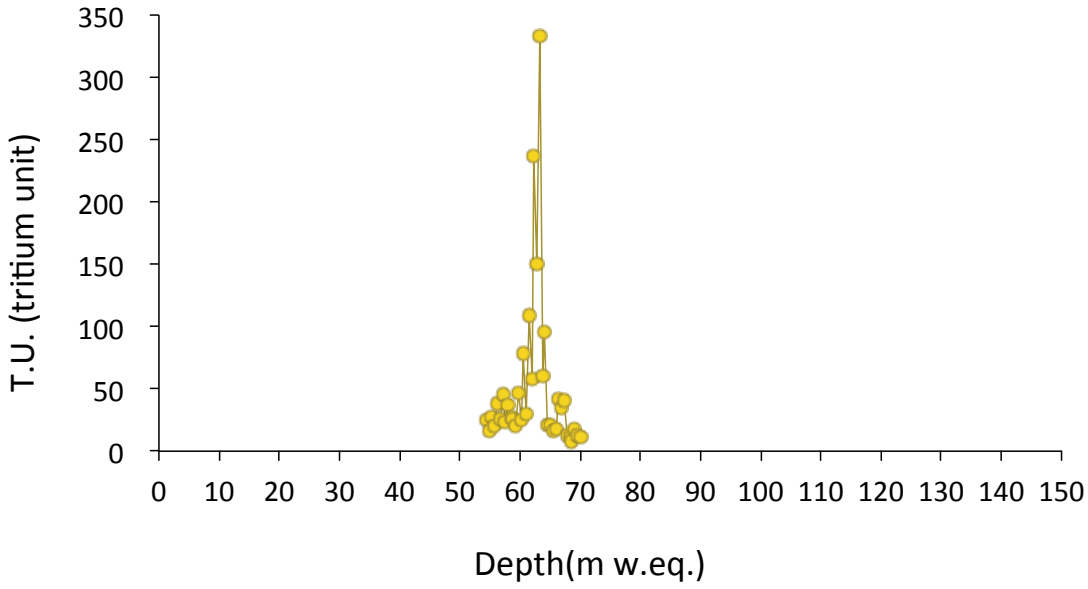


図 3.5　Tritium profiles of Aurora Peak ice core.

3.3　涵養量の復元

3.3.1　DJ モデルを用いた歪み補正

水素安定同位体比の季節変動を利用して，アイスコアから年々の涵養量の復元を行った．前述したように，Aurora Peak の δD は，夏季に極大，冬季に極小となる季節変動を持ち，その季節変動を利用して，極小値から極小値までを 1 年として 2007 年から 1666 年までの 342 年間の年層厚を推定することができるが、氷河内では年層は流動によって歪んでいるため，年層厚から年間の涵養量を求めるためには、歪みを考慮して補正する必要がある．

歪み補正は二つの方法で行った．一つめは鉛直一次元の Dansgaard and Johnsen モデル (DJ モデル) を用いた補正である (Dansgaard and Johnsen, 1969) (図 3.6). DJ モデルは，ある深度 (h) までは歪み速度が一定でそれ以深では歪み速度が深度に比例して減少し，岩盤上での水平流動速度を 0 m a^{-1} と仮定したモデルである．補正に使用した値は，氷厚はアイスレーダーで測

定した 216m w.eq，年間の涵養量は流動による歪みの影響がほとんどないアイスコア表層部の水素同位体比の季節変動から求めた 1997～2007 年に相当する平均涵養量 1.87 m w.eq.を使用した．この時，涵養量が著しく大きな値をとった 2004 年を除いき、今後の議論でも 2004 年は使用しない．鉛直歪み速度が変化する深度 (h) は DJ モデルで通常用いられる全層の岩盤から 25 % の深さに設定した．図 3.6 に DJ モデルを用いて年層厚から年間涵養量を計算した結果を示した．

3.3.2 表面水平流動速度の測定値を用いた歪み補正

二つめの方法は，観測期間中に掘削点周辺で測定した氷河表面の水平流動速度を用いて歪みを補正した．ここでは仮に，Aurora Peak Flow Model-2 (APF2) と呼ぶ．Fukuda et al. (2011) では掘削地点から 100m 離れた地点の表面流動速度が 2m a^{-1} と測定された．APF2 モデルでは，が氷河表面では実測値，岩盤上で 0 m a^{-1} とし，氷河内部の水平流動速度を一般的な以下の式で近似し，その流動場が変化しないと仮定して (Harper et al., 2001)，各年層厚の歪み量を算出した．

$$\mu(z) = \mu_s \left[1 - \left[1 - \frac{z}{H} \right]^{n+1} \right]$$

ここで， H は氷厚，Z は岩盤からの高さ，そして，μ_s は測定された表面表面流動速度とする．

図 3.6 APF2 モデルを用いて補正した結果を示した. APF2 モデルで補正した涵養量は DJ モデルで補正した涵養量と比較して，涵養量の少ないところで歪み量が多く見積もられる傾向があった．DJ モデルと APF2 モデルの誤

差は最大で 1.27 m w.eq.，最小で 0.02 m w.eq. であったが，両者は同様の変動傾向を示した．それぞれ独立した境界条件を設定したモデルで同様の補正値を得られたことは，これらのモデルによる補正がある程度現実的な値を示していると判断できる．

本研究の結果だけでは，どちらがより正確かを判断するのは難しいが， 今後の議論には DJ モデルで補正した涵養量を用いることとした．DJ モデルを用いた場合，深部の歪みが過小評価されている可能性があることには留意する必要がある．

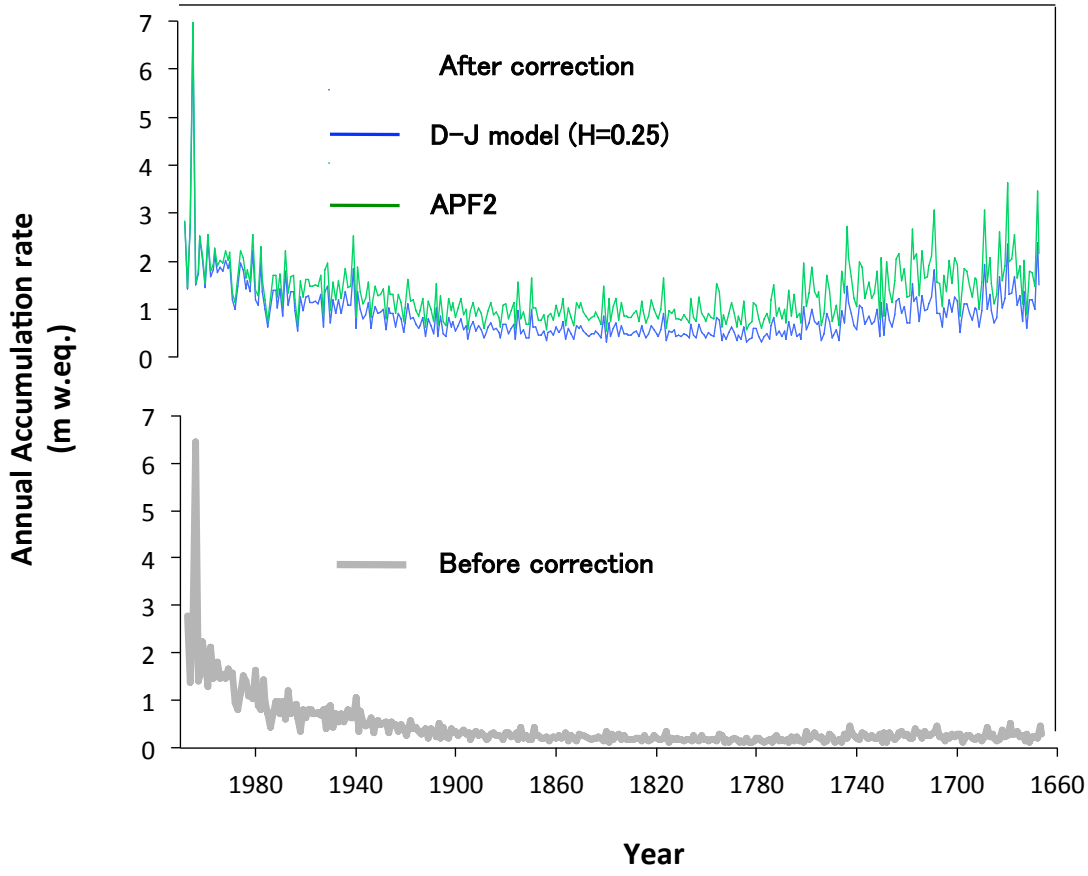


図 3.6　Annual layer thicknesses of the Aurora Peak ice core (heavy gray line) and annual accumulation rates corrected by the Dansgaard-Johnsen model (blue line) and Aurora Peak flow model-2 (APF2) (green).

第４章．アイスコア記録と地上気象ステーションデータの比較

4.1　アイスコア記録の古環境記録媒体としての有用性の検討

低・中緯度に位置する山岳氷河では，強い日射により，夏季に表面で融解が生じている．図 3.2 に示した様に，Aurora Peak でも融解が生じていることが確認できた. しかし, Aurora Peak では図 2.3 に示した様に氷体温度が 0 ℃以下の浸透帯 (Percolation Zone) に位置し，さらに，涵養量が十分 (1.20 m w.eq., 1900-2007 (2004 年は除く)) に大きい事から，掘削地点は融解が生じても融解水が年をまたいで前の年の層に浸透することは考えられない．また，図 3.1 に示した様に、δD には明瞭な振幅が認められ，その振幅幅は平均で 36 ‰ (1666-2007 (2004 年は除く)) と十分に大きい．また，密度プロファイルは氷化深度の 55 m まで，乾雪で見られるようなプロファイルを示した (図 2.1)．以上事から，融解再凍結が生じても，融解水は年層をまたがず，アイスコアに含まれる古環境記録が乱されていない事が分かる．

4.2　アイスコアの δD および涵養量と気象ステーションデータの比較

一般に δD は気温の指標となり, オーロラピークは浸透帯 (Percolation Zone) に位置するため，融解が生じても融解水は外に流出しないため，復元された涵養量はそのまま年間の降水量と見なす事が出来る．Holdswarth et al. (1992) ではローガン山から掘削されたアイスコア中に含まれる $\delta^{18}O$ が，一般に気温が低くなると言われている小氷期に高くなり，$\delta^{18}O$ は気温の指標にならない事を示した．　Fisher et al. (2004) では PR Col (5340 m), King Col (4135m), Eclipse (3017 m) の水安定同位体比を比較し，高度によって水蒸気起源が異な

り，低標高には周辺海域からの水蒸気が多く運ばれている事が示されている．オーロラピークはエクリプスよりさらに低標高の標高 2825m 地点に位置しているため，地域的・局所的な気象条件を反映している事が考えられる．したがって，本研究ではまずはじめに，アイスコアの δD と δD から復元した涵養量を，アラスカ各地の 19 カ所の気象ステーションの地上気温・地上降水量とそれぞれ比較した．

図 4.1 に δD と地上気温の経年変化を比較した結果と，アイスコアから復元した涵養量と地上降水量の経年変化を比較した結果を示した (t 検定，$p<0.05$). 比較はアイスコアの誤差 ± 3 年を考慮し, 7 年移動平均値で行った．δD と地上気温はアラスカ湾側と，アラスカ中央部で高い正の相関を示し，涵養量と降水量はアラスカ湾側で高い正の相関を示した．この結果は，地上付近と同様に，標高 2825m の Aurora Peak にも周辺海域からの水蒸気が多く運ばれている事を示す．

Aurora Peak アイスコアの δD から復元した涵養量には，1900 年から 2007 年にかけての著しい増加傾向を示した (図 4.2). この増加傾向は平均年間涵養量 1 .20m に対して年間 13 mm と非常に大きな増加であった. このような増加傾向は，12 カ所の地上気象ステーションの降水量にも確認出来た．特にアラスカ湾側では Aurora peak の涵養量に見られた様な著しい増加の傾向が確認出来た (図 4.2).

以上から，Aurora Peak の δD はアラスカ中央部とアラスカ湾沿岸地域の気温の指標となり，δD から復元された年間涵養量はアラスカ湾沿岸地域の降水量の指標となることが示唆された (Tsushima et al., 2015).

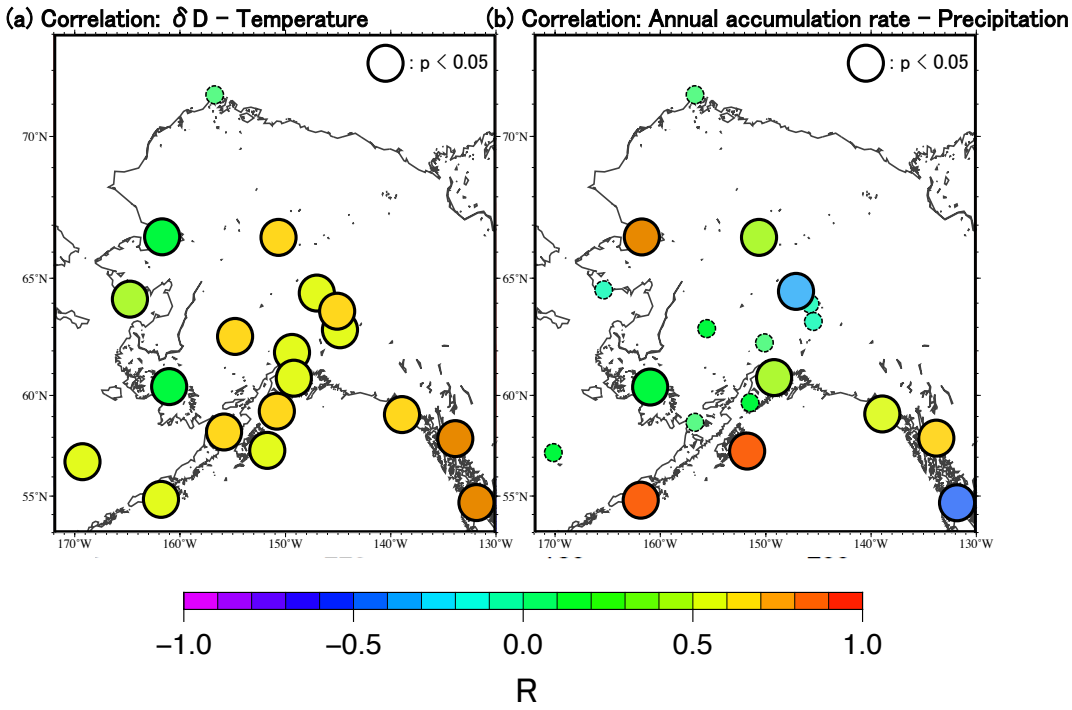


図 4.1　(a) Correlations between 7-year running-average stable hydrogen isotope (δD) values of the Aurora Peak ice core and 7-year running-average temperatures at the weather stations. (b) Correlations between 7-year running-average annual accumulation rates estimated for the Aurora Peak ice core and 7-year running-average precipitation data at the weather stations. The heavy black circles indicate sites that were statistically significant at the 95% level.

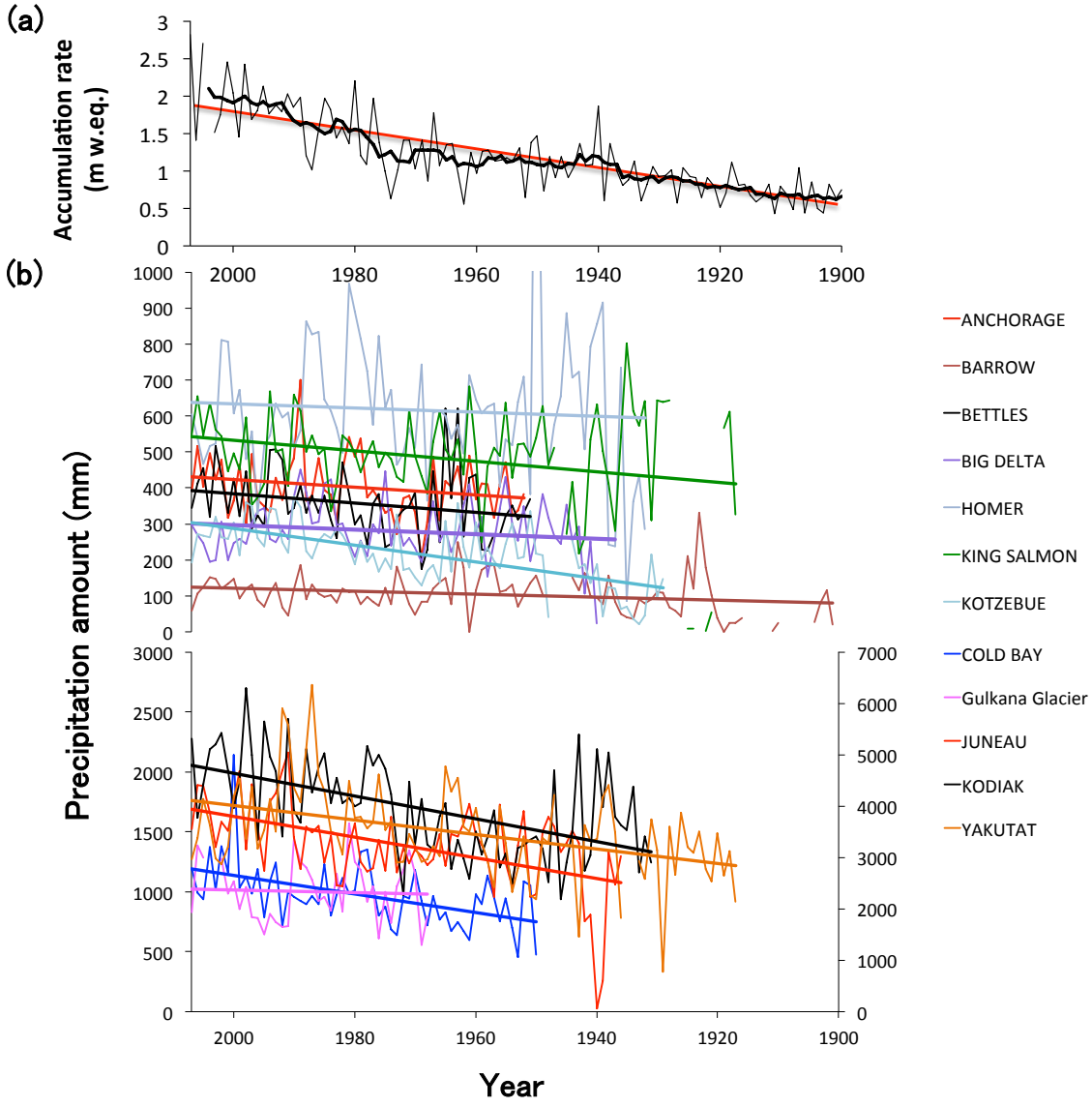


図 4.2　(a) Annual accumulation rate of Aurora Peak. Red line indicated increase rate, (b) annual precipitation amounts observed at 12 weather stations (Anchorage, Barrow, Bettels, Big delta, Homer, King Salmon, Kotzebue, Cold Bay, Gulkana Glacier, Juneau, Kodiak, Yakutat) after 1900.

第５章．積雪サンプル中 d-excess の空間分布と変動要因の推定

5.1 積雪サンプル中の d-excess の空間分布

水安定同位体比は蒸発や凝結などの相変化によって変化し，その変化を分別と呼ぶ．降水の主要な水蒸気起源である海洋の水素同位体比を 0 ‰ とした場合，海水面から平衡状態で蒸発した水蒸気中の水素同位体比はおよそ -80 ‰ になる．これが高緯度に輸送されたとき，水蒸気の凝結により同位体の分別が起こり，重い同位体をより多く含む雨粒は降水となって除去され水蒸気はより軽くなる (Dansgaard, 1964). 従って, 降水の同位体比は一般的に, 雨量効果, 温度効果, 緯度効果, 内陸効果, そして高度効果などにより時間・空間的に変化すると言われている (Clark and Fritz, 1997).

Deuterium excess (d-excess: 重水素過剰の d)とは、次式で表わされる（Dansgaard, 1964）.

$$d=\delta D-8\delta^{18}O$$

d-excess は δD と $\delta^{18}O$ の間の動的な分別係数の違いを表わすファクターであり，一般に，降水中の d -excess の値は大部分が水蒸気起源域での蒸発の状態に依存している．値に影響を与える主な要素は，蒸発した地点の相対湿度と海水面温度 (SST) ，さらに蒸発している際の風速も少なからず関係している (Clark and Fritz, 1997). 水蒸気起源の分布に著しい変化がないとすれば, d-excess の変動は, SST および相対湿度の挙動の変化によって解釈することができる．d-excess は蒸発した地点で初期値が決められ，その状態を保持したまま運ばれると言われており，これまで多くの地域で d-excess を用いた

供給源の推定に関する研究が行われている（e.g. Yamanaka et al., 2002; 芳村・一柳, 2009; Kurita 2011; 脇山ら，2013）．例えば，Yamanaka et al. (2002) では，関東平野で採取された降水中の d-excess の空間分布から水蒸気の起源を推定した．また，Kurita (2011) では，北極海域とベーリング海域において海洋研究開発機構の海洋地球研究船「みらい」の船上で採取した水蒸気の d-excess の変化から水蒸気起源の空間的な分布を示した．

図 5.1 に 2013 年のアラスカ縦断積雪観測で採取した積雪試料中の d-excess のプロファイルを示す．d-excess は，-3.6～13.1 ‰ の範囲で大きく変動しており，アラスカ山脈以北では高くなる傾向示した．このことから，アラスカ山脈以北と以南では積雪中の水蒸気の起源が異なる可能性が考えられる．

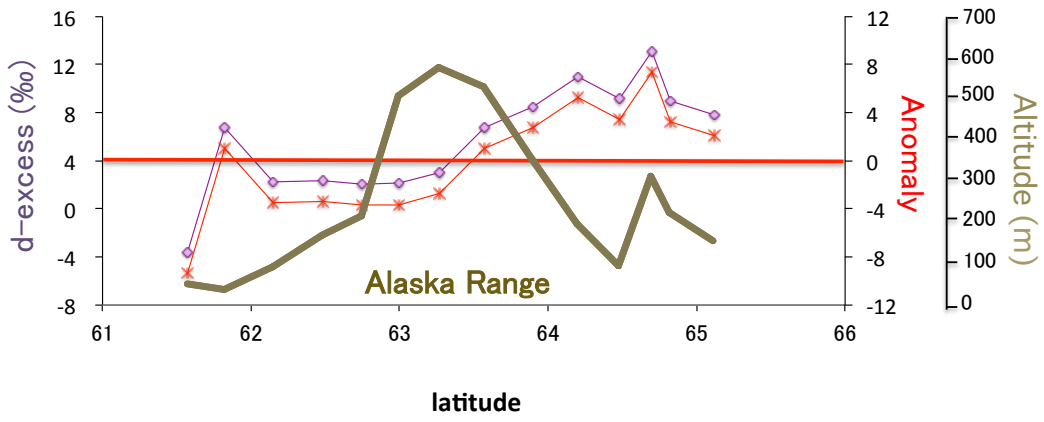


図 5.1　d-excess values along the snow traverse route. Purple line indicates d-excess and red line indicates anomaly from the mean value of d-excess. Heavy brown line indicates the elevations of sampling sites.

5.2 積雪サンプル中の d-excess の変動要因の推定

d-excess の変動を観測日と対応させて考察した．2 月 25 日, 2 月 26 日に採取された積雪中の d-excess は平均 9.3 ‰ であったのに対し，2 月 27 日, 2 月 28 日に採取された d-excess は 平均 3.6 ‰ と 5.7 ‰ 高い事が分かった (図 5.1).

d-excess が高かった日 (2 月 26 日) と，d-excess が低かった日 (2 月 27 日) の観測期間中の 500hpa の高層天気図から，d-excess が低い期間は，アラスカ南東部のアリューシャン列島付近に低気圧が存在し，アラスカの西側からの水蒸気がアラスカに流入しにくい気圧配置だったのに対し，d-excess が高い期間は，低気圧がアリューシャン列島よりも西に位置し，アラスカの西側からの水蒸気が流入しやすい気圧配置だったことがわかった (図 5.2).

d-excess の初期値を決める主な要素は，蒸発した地点の相対湿度と海水面温度 (SST) と蒸発している際の風速である (Clark and Fritz, 1997). これについて，近年の研究では d-excess の値は SST よりも蒸発地点の相対湿度に強く影響を受ける (湿度が低いほど d-excess は高くなる) ことが指摘されている (S. Pfahl and H. Sodemann, 2014). 例えば，日本にもたらされる降水中の d-excess は冬に高く夏に低い値を示すが，その原因は冬にアジア大陸からの乾いた大気が日本海海上を通過する時に水蒸気が激しく蒸発する為だと考えられている (早稲田・田中,1983). この事は, d-excess が水蒸気起源の SST ではなく相対湿度に影響を受ける事を示している．北部北太平洋域の降水・降雪や大気中の d-excess についての研究例は多くないが，Kurita (2011) は，北極海海上の水蒸気中の d-excess の空間分布を示し，湿度が低いほど水蒸気中の d-excess が高くなる事を示した. 以上のことから, 大気の相対湿度が低い, 高緯度海域を起源とする水蒸気の d-excess は高くなる傾向があるといえる.

NCEP/NCAR 再解析データから，観測期間中のアラスカ周辺の 500 hPa の風向と風速を求めた (NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/) (図 5.3). d-excess が高い値を示した，2 月 25，26 日はアラスカで西風が強く，アラスカの西側から水蒸気が流入しやすかった事が推測できる. 一方で, d-excess が低い値を示した，2 月 27，28 日は南風が強く，アラスカの西側から水蒸気が流入せず，アラスカの南側からの水蒸気が流入しやすい状態だった事が推測できる. 実際に，アラスカの気象官署の記録でも，2 月 25 日はアラスカ西部で、2 月 28 日はアラスカ南部で降雪が記録されている．つまり，観測期間中の降雪中の d-excess の変化は, d-excess が高い高緯度海域起源の水蒸気の流入によって引き起こされたと結論付けることができた.

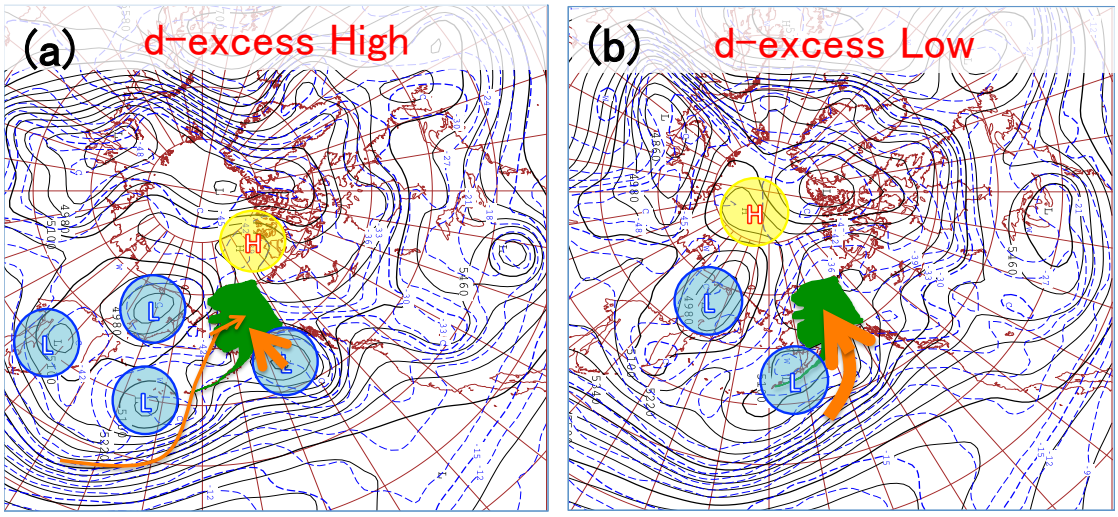


図 5.2　500 hPa high-altitude meteorological chart (Japan Meteorological Agency) (a) on 26 Feb., 2013 when d-excess indicates high value, (b) on 27 Feb., 2013 when d-excess indicates low value. Orange arrows indicate the direction of water vapor flow, which were estimated from the position of low pressures.

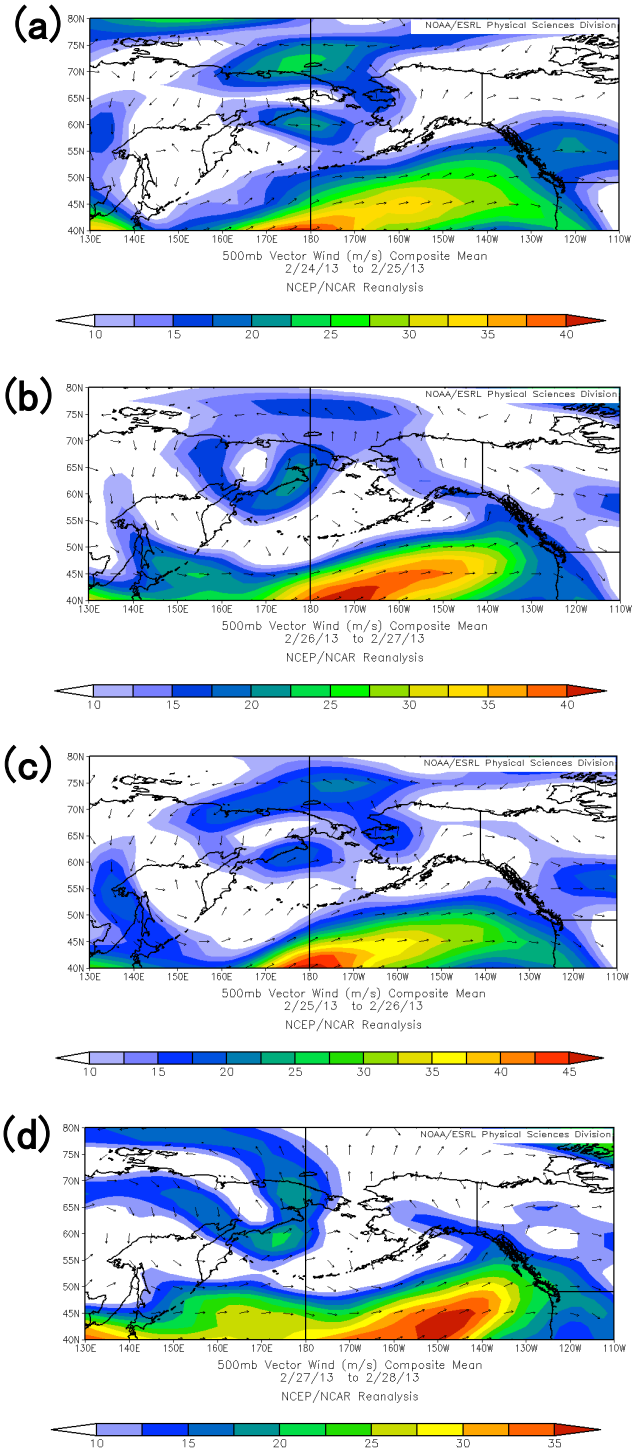


図 5.3 Vector wind in the snow observation period. (NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.cdc.noaa.gov/.) The periods, (a) from February 24, 2013 to February 25, 2013, (b) from February 25, 2013 to February 26, 2013, (c) from February 26 2013 to February 27, 2013, (d) from February 27, 2013 to February 28, 2013.

第６章．アイスコアを用いた 1900 年以降の環境変動復元

6.1　気候インデックスとアラスカの環境変動

6.1.1　PDO Index と地上気温の比較

北部北太平洋では，PDO (Pacific Decadal Oscillation)という変動が生じている．PDO は太平洋各地の海水温や気温が 10 年規模周期で変動する現象であり (Mantua et al., 1997)，PDO Index (PDOI) は北緯 20 度以北における海水面温度(SST) の EOF 第一モードの時系列で定義される．先行研究では，PDO は北太平洋域の特にアラスカの地上気象（気温や降水量）や氷河の質量収支に影響することが示されている (Walter and Meier, 1989; McCabe and Fountain, 1995; Mantura et al., 1997; Papinea, 2001; Rodionov at al., 2007; Bienek at al., 2014)．PDOI が正の期間，アラスカ湾の水温は高くなり，また，アラスカの沿岸部で降水が増加する傾向があることが報告されている (Mantua and Hare 2002)．さらに，PDOI 正の期間，アリューシャン低気圧がアラスカの南部にまで及ぶ．アリューシャン低気圧の発達により，アラスカの南側から流入する水蒸気が増加する事に伴い，アラスカでは降水量が増加し，また南風が強化されることにより気温が上昇する傾向が報告されている (Minobe, 1997; Minobe and Nakanowatari, 2002; Nakanowatari and Minobe, 2005).

アイスコア中の δD と気温が高い相関を持った ($R<0.5$, $p < 0.05$) 15 地点 (Bettels, , Fairbanks, Big delta, McGrath, Gulkana Glacier, Talkeetna, Anchorage, Homer, Yakutat, St Paul, King Salmon, Juneau, Kodiak, Cold Bay, Annette) の地上気象ステーションの気温は、PDOI がシフトした 1976 年，1943 年，1923 年を境に，気温の偏差が平均で，+0.55 ℃（1976-2007 年）, -0.65 ℃（1943-1975 年）, +0.73 ℃（1923-1943 年） と変動し，先行研究で示されたように，アラスカの地上気温が PDO に関係していることが確認できた (表 6.1).

表 6.1　Temperature anomalies for periods I (2007-1976), II (1975-1943), and III (1942-1923) recorded at 15 weather stations in Alaska.

Weather Station Site	Av. Temp. (°C)	I[a] PDOI Positive phase		II[b] PDOI Negative phase		III[c] PDOI Positive phase	
		Av. Temp. (°C)	Anomaly	Av. Temp. (°C)	Anomaly	Av. Temp. (°C)	Anomaly
BETTELS	-5.30	-4.70	0.60	-6.07	-0.77	-	-
FAIR BANKS	-3.25	-2.19	1.05	-3.60	-0.36	-4.81	-1.56
BIG DELTA	-1.95	-1.39	0.56	-2.81	-0.86	1.56	3.50
MCGRATH	-3.26	-2.64	0.63	-4.01	-0.75	-0.94	2.32
GULKANA GLACIER	-3.83	-3.51	0.32	-4.93	-1.09	-	-
TALKEETNA	1.07	1.81	0.75	0.19	-0.87	1.26	0.19
ANCHORAGE	2.41	2.89	0.48	1.77	-0.64	-	-
HOMER	3.02	3.82	0.80	2.34	-0.69	2.76	-0.26
YAKUTAT	4.28	4.63	0.35	3.54	-0.75	4.87	0.59
ST PAUL	1.63	2.05	0.42	1.13	-0.50	-	-
KING SALMON	0.99	1.83	0.83	0.39	-0.61	0.77	-0.23
JUNEAU	5.04	5.59	0.55	4.32	-0.72	6.56	1.52
KODIAK	5.00	5.28	0.28	4.55	-0.45	5.47	0.48
COLD BAY	3.55	3.86	0.31	3.17	-0.38	-	-
ANNETTE	7.77	8.10	0.32	7.41	-0.36	8.53	0.75

6.1.2　PDO Index とアイスコア記録の比較

第 4 章で，AP コアの δD や涵養量がアラスカの地上気温や降水量の指標となる事から，アイスコアデータと PDOI との比較した．比較はアイスコアの誤差 （± 3 年）を考慮し，7 年移動平均値で行った (図 6.1)．アイスコアの δD，涵養量 (ACC)，涵養量から 1900 年以降の増加傾向を取り除いた涵養量 (DEACC) と d-excess の変動を，PDOI とそれぞれ 7 年移動平均値で比較した結果，δD と DEACC は，PDOI と高い相関 (R=0.49, 0.57 ($p < 0.05$)) を示した． PDOI がポジティブな期間，アラスカの気温はアリューシャン低気圧

の勢力の強化や東方配置に伴う南風の強化で上昇すると言われているが (Minobe, 1997; Minobe and Nakanowatari, 2002; Nakanowatari and Minobe, 2005), δD の変動もそれに応答して変化したものと考えられる．PDOI が正の期間，アラスカ湾の水温は高くなり，また，アラスカの沿岸部で降水が増加する傾向があることが報告されている (Mantua and Hare 2002)．さらに，PDOI 正の期間，アリューシャン低気圧がアラスカの南部にまで及ぶ．アリューシャン低気圧の発達により，アラスカの南側から流入する水蒸気が増加する事に伴い, アラスカでは降水量が増加しする (Minobe, 1997; Minobe and Nakanowatari, 2002; Nakanowatari and Minobe, 2005).

アイスコアから復元した涵養量もそれに応答して変化したものと考えられる．以上のことから，アラスカの気温の指標となる δD は主にアリューシャン低気圧の勢力や位置の変化に応答して変動している事と，アラスカの降水量の指標となるアイスコアから復元した涵養量はアリューシャン低気圧の勢力や位置の変化とアラスカ湾の環境変化に伴う低気圧活動の変化に応答して変動している事が示された．

第 5 章において, アラスカへの水蒸気の流入経路の変化によって値が変化する事が推測された d-excess は PDOI と負の相関を示した． PDOI が正の期間，アリューシャン低気圧が強化もしくは東方配置する事により南から流入する水蒸気が増加して低くなり，かつ，アラスカ湾の水温の変化などその他の要因からアラスカ湾の低気圧活動が活発化し，南から流入する水蒸気が増加した事により d-excess が低い値を示した事が示唆される．この結果に加えて，第 5 章では，積雪中の d-excess の変動から，西からの移流が増加すると d-excess が高くなる可能性が示された．以上から，Aurora Peak アイスコアの d-excess はアラスカに流入する水蒸気全量に対して，西から流入する水蒸気の割合の変化を示す指標となることが示唆された．

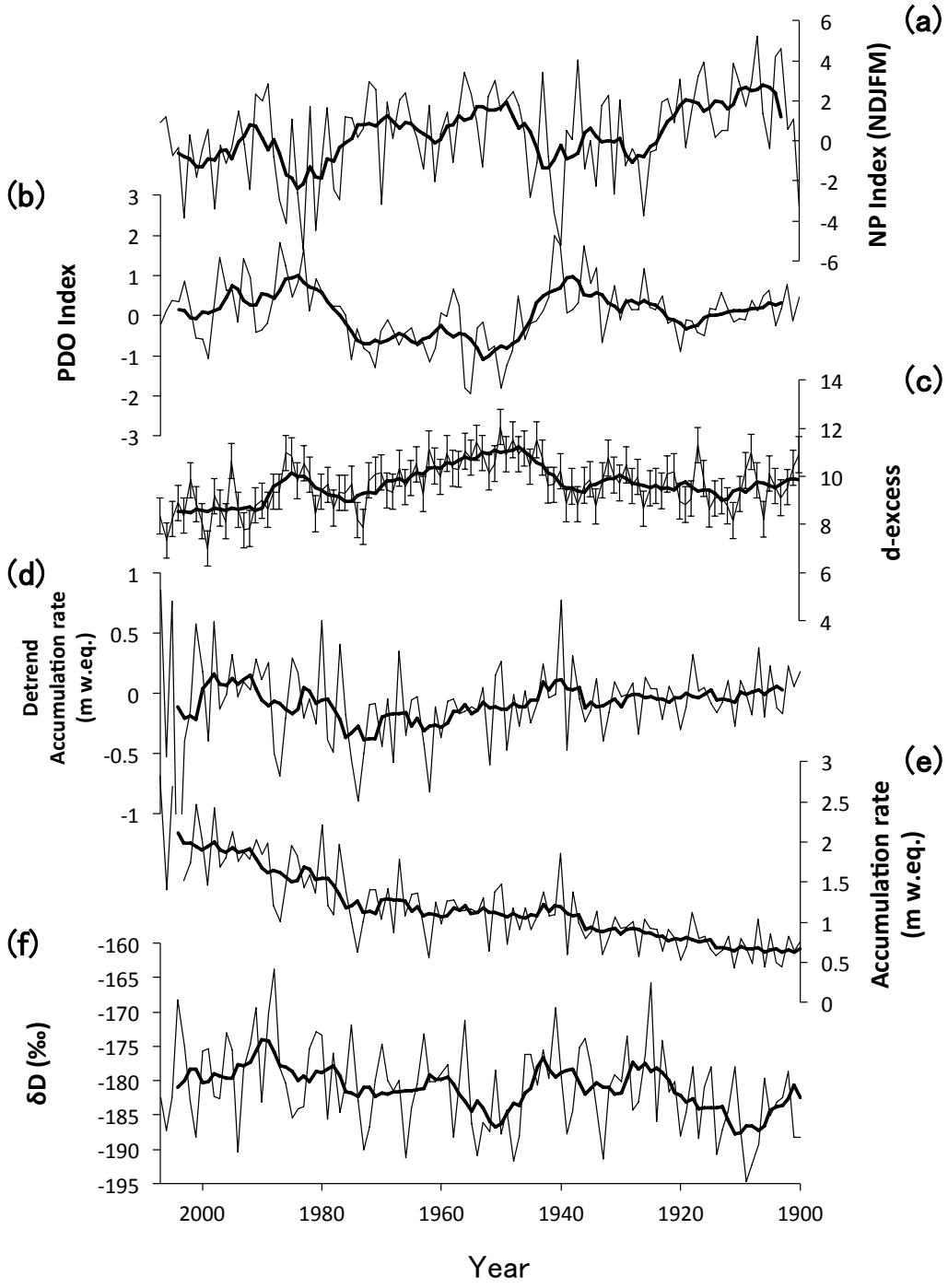


図 6.1　(a) North Pacific Index (NP Index). (b) The Pacific Decadal Oscillation index (PDO). (c) d-excess. (d) Detrended annual accumulation rates, which exclude the increasing trend from the annual accumulation rates. (e) Annual accumulation rates of the Aurora Peak ice core. (f) Temporal variation in stable hydrogen isotopes (δD). Annual mean value given by the thin black line, 7-year running averages given by the heavy black line.

6.1.3 NP Index とアイスコア記録の比較

アリューシャン低気圧は冬季に北太平洋上空に停滞する大型の低気圧である．大気の指標として，北太平洋指数 (North Pacific Index; NPI) が存在する (Trenberth and Hurrell, 1994)．PDO が SST から得られる指数であるのに対して，NPI は 30-65°N, 160°E-140°W で領域平均された海面気圧を標準偏差で規格化した値として定義される (Trenberth and Paolino, 1980). アリューシャン低気圧の勢力の指標となると言われ，アリューシャン低気圧が強化されるとNPI が負の偏差となる．先行研究では，アリューシャン低気圧の勢力が弱化される，もしくは，アリューシャン低気圧が西方へ位置すると，アラスカへ南から流入する水蒸気を減らし，西のベーリング海側からの水蒸気の流入を増やす可能性がある事が示されている（Anderson et al., 2005）.

アイスコアデータと NPI との比較を行った．比較はアイスコアの誤差 ± 3 年を考慮し，7 年移動平均値で行った (図 6.1)．アイスコアの δD，涵養量 (ACC)，涵養量から 1900 年以降の増加傾向を取り除いた涵養量 (DEACC) と d-excess の変動を，NPI とそれぞれ 7 年移動平均値で比較した結果，δD と ACC は，NPI と高い負の相関 ($R=-0.76, -0.62$ ($p < 0.05$)) を持った．NPI が負の時，アリューシャン低気圧の勢力が強化もしくは東方配置する為に，南風が強化され，アラスカの気温が上昇することがいわれているが，アイスコアの δD も NPI が負の時に高い値を示す変化をしていた．また，NPI が負の時には，アリューシャン低気圧の勢力が強化もしくは東方配置する事で南からの水蒸気の移流が増加する為にアラスカでは降水量が増加することがいわれているがアイスコアから復元した涵養量も，NPI が負の時に増加する変化を示した．つまり，アリューシャン低気圧の勢力が強化するもしくは東方配置する際に δD と涵養量が高くなり, PDOI とアイスコアの比較から示した，

Aurora Peak の δD と涵養量がアリューシャン低気圧に応答しているという結果と整合的だった.

涵養量と DEACC は PDOI と相関を持ったが NPI とは相関を持たなかった. 一方, ACC は PDOI と相関を持たなかったが, NPI とは相関を持った. この違いについて着目した. 前述した様に, NPI はアリューシャン低気圧の指標となり (Trenberth and Hurrell, 1994), PDOI が正の期間は, アラスカ湾の水温が高くなり, さらに, アラスカのアラスカ湾側で降水量が増加する (Mantua and Hare 2002). また, アラスカの南側ではアリューシャン低気圧が発達し, アリューシャン低気圧の発達に伴い, アラスカでは降水量が増加する (Minobe and Nakanowatari, 2002; Nakanowatari and Minobe, 2005). ACC が NPI と相関があり, PDO と相関がないのは, 1900 年からの涵養量の長期の増加傾向がアリューシャン低気圧に関係があるということを示し, DEACC が NPI と相関がなく, PDO と相関があるのは, 涵養量の十数年規模の変動が, アラスカ湾の海水温の変動に関係があることを示すかもしれない. 現時点でこの関係について明らかにするのは難しいが, PDOI が正の期間, アラスカ湾の海水温が上昇し, かつアラスカ湾沿岸地域の降水量が増加すると言われていることから考えると, DEACC が示す変動は, アリューシャン低気圧の変動とは別に, アラスカ湾の水温の変化などによるアラスカ湾での低気圧活動の活発化などに敏感に応答して変化した可能性が考えられる.

d-excess は, NPI と相関を示さなかった (R=-0.07 ($p > 0.05$)). 先行研究ではアラスカへの西・南からの水蒸気移流の変化には, アリューシャン低気圧の勢力や位置の変化の影響を強く受けると言われていた（Anderson et al., 2005）. d-excess が PDOI と負の相関をもち NPI と相関を示さないことから, d-excess がアリューシャン低気圧の勢力や位置の変化に伴って西から流入する水蒸気が変化する事だけに応答するのではなく, 周辺大気や海洋の変動など様々な

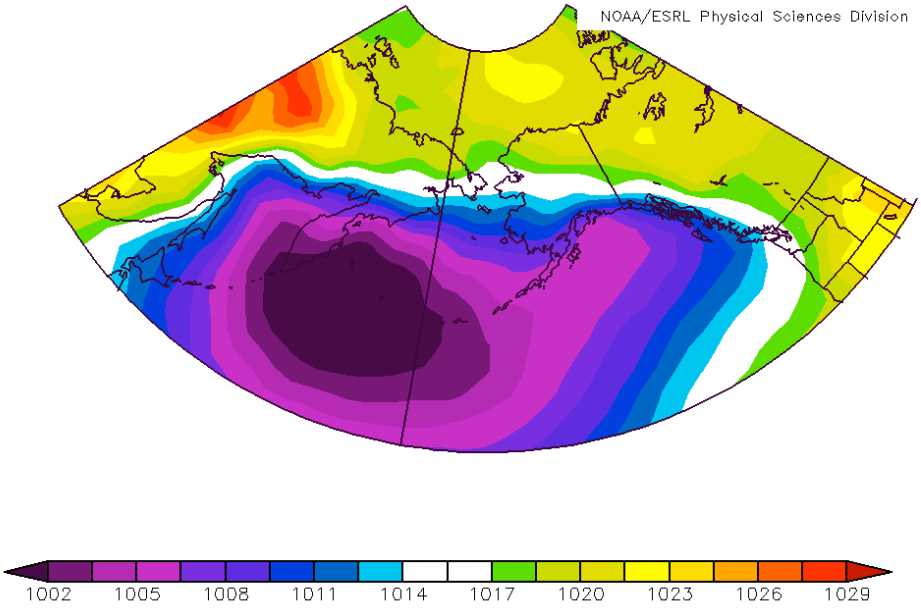
要因で，アラスカ南部から流入する水蒸気量と，アラスカ西部から流入する水蒸気量が変化する事に応答している事が示唆された.

6.2　d-excess と NCEP/NCAR 客観解析データ

NCEP/NCAR 客観解析データを用いて，d-excess が高くなる 1948-1971 と低くなる 1972-2007 の期間に分けて，平均海面気圧を示した (NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl) (図 6.2)．d-excess が高い値を示した 1948-1971 年は，北部北太平洋西部のカムチャッカ半島周辺で気圧が低く，d-excess が低い値を示した 1972-2007 年はアリューシャン列島にまで及ぶ北部北太平洋の広い範囲で気圧が低かった．次に，1948-2007 年の全期間に対する, d-excess が高い値を示した 1948-1971 年と，d-excess が低い値を示した 1972-2007 年の 500 hPa の風向風速の差を示した (NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl) (図 6.3)．d-excess が高い値を示した 1948-1971 年は西風が期間平均よりも強い事がわかり，d-excess が低い値を示した 1972-2007 年は南風が期間平均よりも弱い事がわかる．つまり，d-excess が高い期間は北部北太平洋の西部で海面気圧が低く，同時にアラスカでは西風が強くなり，d-excess が低い期間は北部北太平洋の東部アリューシャン列島を含む広い範囲で海面気圧が低く，同時にアラスカでは南風が強くなる事がわかった．以上から，北部北太平洋西部のカムチャッカ半島周辺で海面気圧が低くなるような場合はアラスカでは西

風が強くなり d-excess が高い値を示すことが分かった．また，アリューシャン列島周辺にまで及ぶ北部北太平洋の広い範囲で海面気圧が低くなるような場合はアラスカでは南風が強くなり d-excess が低い値を示すことが分かった．

(a) 1948-1971



(b) 1972-2007

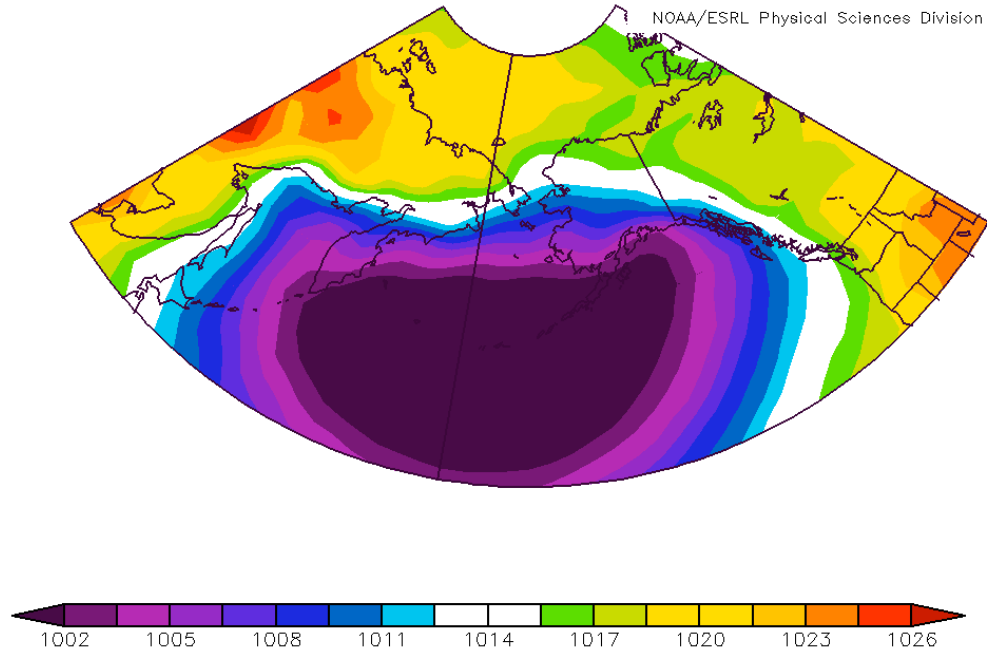
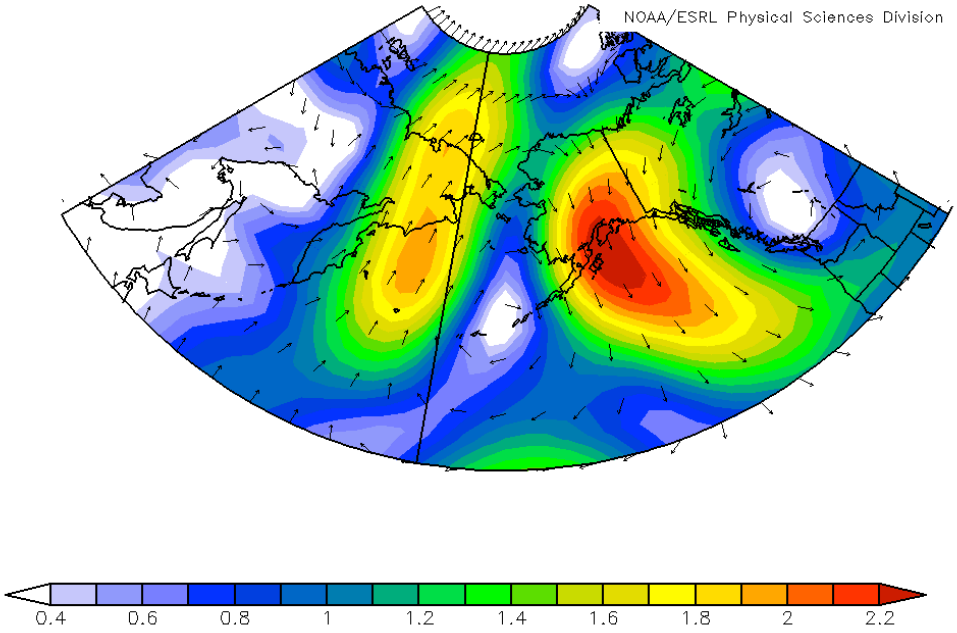


図 6.2 Sea-level pressure (SLP) in periods (a) (1948-1971), (b) (1972-2007). NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl)

(a) 1948-1971



(b) 1972-2007

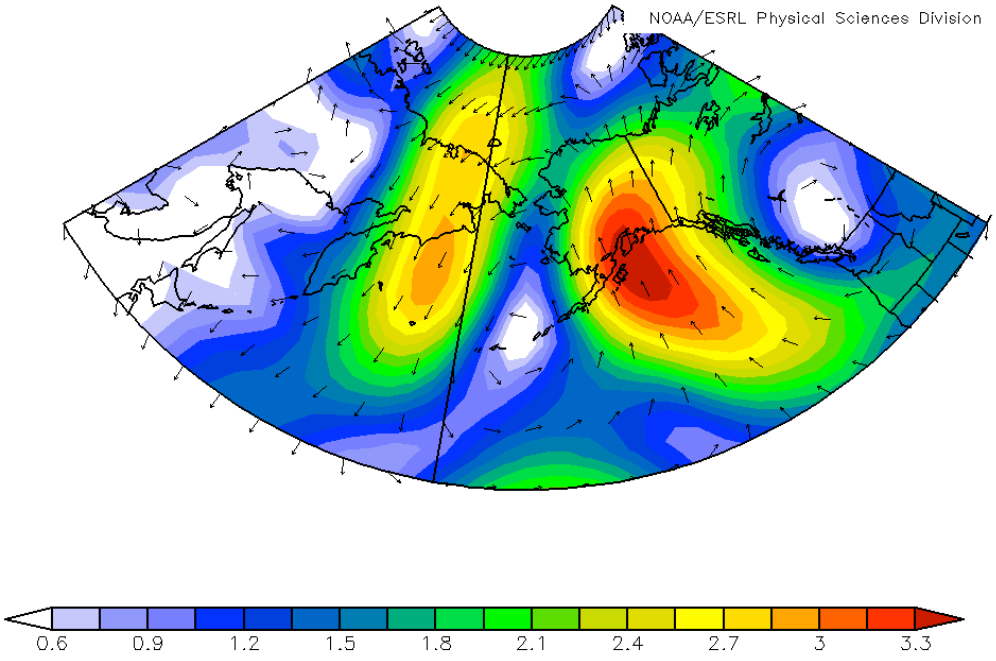


図 6.3　Wind vector and wind speed in periods (a) (1972-2007), (b) (1948-1971). NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl)

第 7 章．アイスコアを用いた 1900 年以前の環境変動復元

6 章では，1）d-excess がアラスカに流入する全水蒸気量に対する西から流入する水蒸気の割合の指標となること，2）δD はアリューシャン低気圧に応答して変動すること，そして，3）アイスコアから復元した涵養量がアラスカ湾の低気圧活動とアリューシャン低気圧に応答して変動している事を示した．本章では，この現在の気候システムとアイスコアから復元された記録との関係を用い，Aurora Peak アイスコアから復元される過去 342 年間の環境変化の実態とその変化過程を議論する．

7.1　アイスコアを用いた過去 342 年間の環境変動

図 7.1 に，Aurora Peak アイスコアから得られた，1666-2007 年の全期間のアイスコアの δD，涵養量，d-excess の経年変化と，それぞれの平均値からの偏差を示した． 1900-2007 年は，気温は平均値よりも高く降水量も多い温暖-湿潤な期間で，西から流入する水蒸気量が少ない事が分かった．この約 100 年間はアリューシャン低気圧に応答して変動する δD が高い値を示し，西から流入する水蒸気の割合の指標となる d-excess が低い値を示した事から，アリューシャン低気圧の勢力が強化もしくは東方配置していた頻度が多い期間であった事が推測された．この 100 年間は δD と涵養量そして d-excess は，δD と涵養量が高くなる時に，d-excess が低くなる関係を示した．

次に，1760s-1900 年は，気温が平均値よりも高く降水量は少ない温暖-乾燥な期間で，西から流入する水蒸気の割合が少ない事が分かった．この約 150 年間も 1900 年以降同様に，δD と d-excess の関係から，アリューシャン低気圧の勢力が強化もしくは東方配置していた頻度が多い期間であった事が推測

された．この期間も δD と涵養量および d-excess は，δD と涵養量が高くなる時に d-excess が低くなる関係を示した．1850 年頃から降水量が徐々にではあるが増加し始めている事が確認出来き，1850 年頃から温暖-乾燥な期間から，温暖-湿潤な期間に移行していた事が推測される．

1666-1760 年代は，気温は平均値よりも低く降水量は多い寒冷-湿潤な期間で，西から流入する水蒸気が著しく多い事が分かった．この約 100 年間は，1760 年代以降と異なり，δD と d-excess の関係から，アリューシャン低気圧の勢力が弱化もしくは西方配置していた頻度が多い期間であった事が推測された．この期間は 1760s-2007 年の期間とは異なり，δD と涵養量および d-excess は，δD と涵養量が高くなる時に d-excess が高くなる関係を示した．

寒冷-湿潤な期間 (1666-1760s) は，d-excess が高い期間が多かった事と気温が低かった事から，アリューシャン低気圧が弱化もしくは西方配置する頻度もしくは期間が多く，この 100 年間は西寄りの水蒸気の輸送が大幅に増えた事が示唆された．図 7.2 に示したように，アラスカの南部から流入する水蒸気は，沿岸の山脈で一部が降水として除去され，一部が内陸へと輸送される．また，降水が生じた時，同位体分別によって同位体比の高い水分子が降水によって除去され，水蒸気中の同位体比は低くなる．一方で，アラスカの西側から流入する水蒸気は山脈に阻まれる事なくアラスカ内陸部へと直接水蒸気が供給される．その為，アラスカの南側から流入する水蒸気に比べ，水蒸気量の増加がアラスカ内陸部の降水量の増加に与える効果が著しく大きくなる (Anderson et al., 2005;　Clegg and Hu, 2010)．また，アラスカへの西側から流入する水蒸気の増加は同位体分別の効果が，南側から水蒸気が流入した場合に比べて少ないため，一時的に同位体比を上げる効果があったかもしれない．

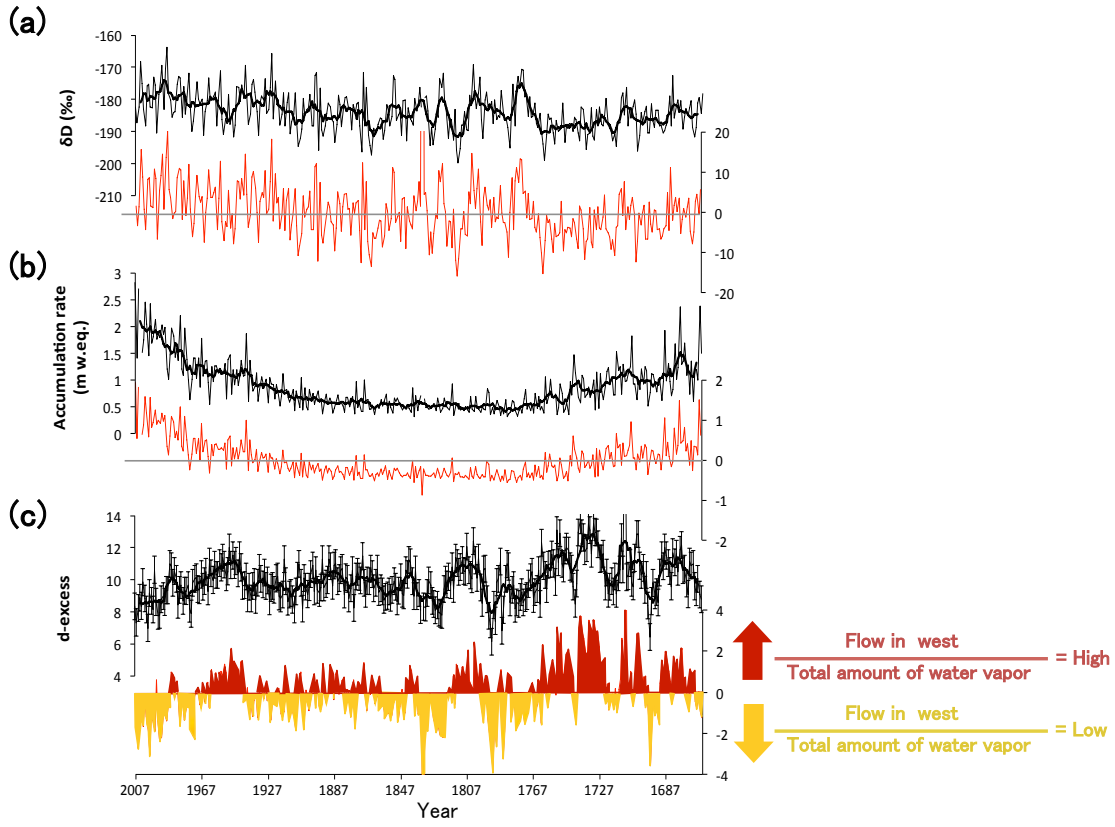


図 7.1　Temporal variation of (a) stable hydrogen isotopes (δD) and anomaly. (b) Annual accumulation rates of the Aurora Peak ice core and anomaly. (c) d-excess and anomaly. Annual mean value given by the thin black line, 7-year running averages given by the heavy black line and anomaly given by the red line.

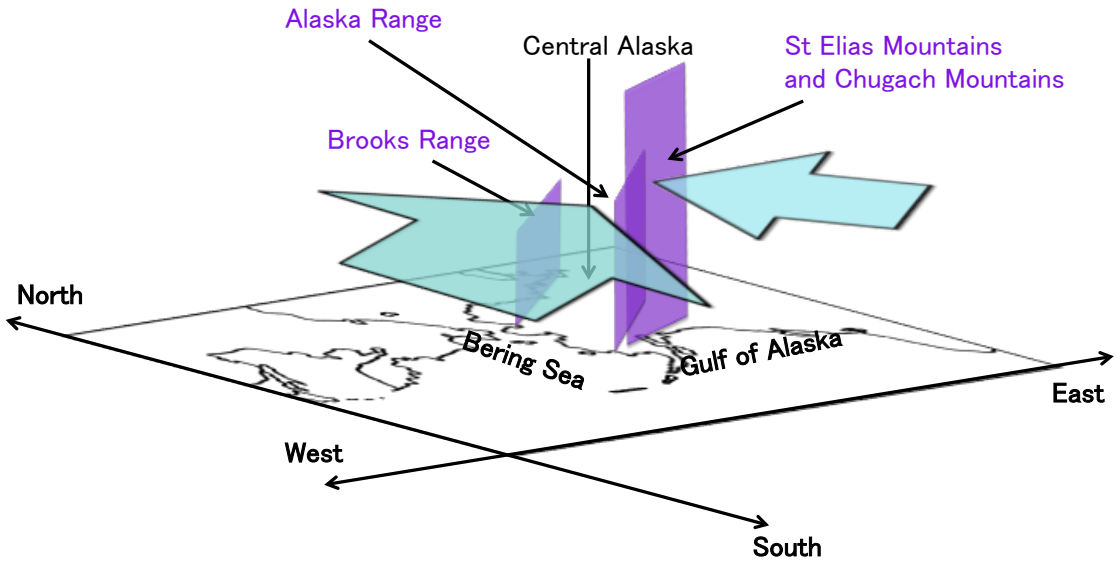


図 7.2　The pattern diagram of moisture vapor advection. When water vapor inflow from southern Alaska, it is readily hampered by high altitude mountain ranges, whereas when it inflow from western Alaska, it is carried to the inland area of Alaska.

7.2　気温の推定

第 4 章で気温と δD の相関係数を示したが，その中で，R=0.6 ($p < 0.05$) 以上の 9 地点 (Annette, Yakutat, McGrath, Juneau, Bettels, King Salmon, Homer, Cold Bay, Big Delta) について，地上気温と δD の関係を示した (図 7.3)．地上気温と δD の関係式はそれぞれの 7 年移動平均値の相関図から得られた直線式で，この関係式から，δD が 1 ‰ 増加すると，地上気温が平均で 0.18 ℃ 上昇する事が推定され，寒冷-湿潤期は 1900-2007 年より，気温が 0.95 ℃ 程度低かった可能性が示された．しかし，前述したように，アラスカでは西から流入する水蒸気が増加した際に南から水蒸気が増加した際に生じる同位体分別の効果が少なくなったために，水蒸気が西から流入したタイ

ミングで同位体比が一時的に高くなる可能性がある. 従って, ここで示した, 気温変化も過小評価されている可能性があり，アラスカでは，北半球での小氷期中盤にあたる，1760 年以前の寒冷-湿潤期に気温が 1900-2007 よりも 0.95 ℃ 以上低かった事が推測された.

7.3 寒冷湿潤時と温暖湿潤時の降水量変動要因の推定

Aurora Peak アイスコアの δD はアラスカの気温の指標で，アリューシャン低気圧に応答して変動しており，d-excess は西から流入する水蒸気の割合の指標となることを前章までで述べてきた.

温暖-湿潤期 (1850-2007) の δD の平均値は，1666-2007 年の全期間の平均値 -183.9‰ に対して，-182.3‰ と高い値を示した．この事は，この期間はアリューシャン低気圧が強化もしくは東方配置していた期間もしくは頻度が多い事を示す．また，この期間の d-excess の値は 9.7‰ と，1666-2007 年の全期間の平均値 10.0‰ に対して低い値を示した．この事は，この期間はアラスカに流入する水蒸気全量に対して西から流入する水蒸気の割合が少なかった事を示す．したがって，この期間の降水量の増加は，南から流入する水蒸気量が増加した事が要因だと示唆される.

一方で，寒冷-湿潤時 (1666-1760 年代) は，1666-2007 年の全期間の平均値 -183.9‰ に対して，δD の平均値は-186.4‰と低い値を示した．この事は，この期間はアリューシャン低気圧が弱化もしくは西方配置していた期間もしくは頻度が多かった事を示す．また，この期間の d-excess の値は 10.9‰ と，1666-2007 年の全期間の平均値 10.0‰ に対して高い値を示した．この事から，西から流入する水蒸気量が増加した事を示す．したがって，この期間の降水量の増加は，西からの水蒸気の流入が増加した事が要因だと示唆される．加

えて，この期間は他の 2 つの期間 (温暖-湿潤と温暖-乾燥な期間) とは異なり，δD と涵養量そして d-excess の関係は，δD と涵養量が高くなる時に，d-excess も高くなる関係を示した．前述したように，アラスカの南部から流入する水蒸気は，沿岸の山脈で一部が降水として除去される際に同位体分別によって水蒸気中の同位体比が低くなる．一方で，アラスカの西側から流入する水蒸気は山脈に阻まれる事なくアラスカ内陸部へと直接水蒸気が供給される為，アラスカへ西側から流入する水蒸気は，南側から流入する水蒸気に比べて，一時的に同位体比を高くする事が示唆される．従って，この関係は，西から流入する水蒸気が増加した際に，山脈にぶつかる事による同位体分別が生じていなかった事を示しており，寒冷-湿潤時に西から流入する水蒸気量が増加した事に起因して降水量が増加したという可能性を支持する．

また，アラスカではアリューシャン低気圧が強化もしくは東方配置 (弱化もしくは西方配置) している期間は，降水量が減少すると言われている (Minobe and Nakanowatari, 2002; Nakanowatari and Minobe, 2005;). D'arrigo et al. (2005b) は年輪を用いて 1600 年までの NPI を復元し，小氷期のアリューシャン低気圧の変動を推定した．この結果を踏まえて，小氷期のアラスカの降水量変動がアリューシャン低気圧の勢力や位置の変化に起因するという可能性はこれまでにも示されてきた

本研究では西から流入する水蒸気の割合を示す d-excess の変動を示す事で，アリューシャン低気圧の勢力や位置の変化，そして，アラスカ湾の環境変化に伴って，アラスカへ西から流入する水蒸気と南から流入する水蒸気の割合の変化を示す事が出来た．本研究の結果から，アラスカ内陸部では，小氷期のアリューシャン低気圧の弱化もしくは西方配置に伴い，西からの水蒸気の供給が著しく多くなった事で，寒冷期にもかかわらず，降水量の著しい

増加が生じた可能性が示唆された．過去 342 年間の降水量の変動に，西から流入する水蒸気量の変化が重要なファクターとなる事が示された．

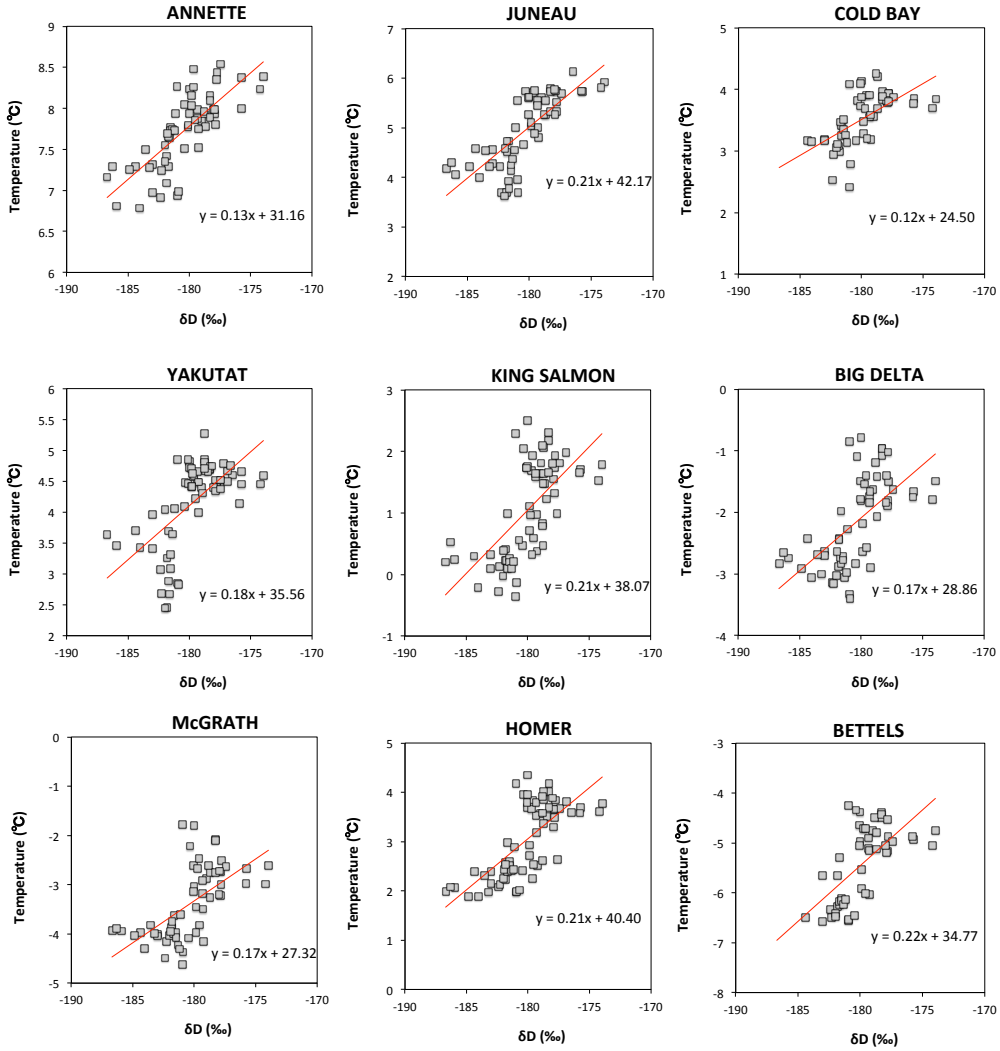


図 7.3　The relationship between temperature observed at 9 meteorological stations (Annette, Yakutat, McGrath, Juneau, Bettels, King Salmon, Homer, Cold Bay, Big Delta), which has high correlation with δD ($R=0.6$, $p < 0.05$) and δD of Aurora Peak ice core.

第８章．結論

表層から 100 m までは 0.1 m の分解能で，100 m 以深は 0.02 m の分解能で水安定同位体比 (δD，$\delta^{18}O$) の分析を行い，水素安定同位体比の季節変動から求めた年層を数えると Aurora Peak アイスコアは 180.17 m で 1666 年から 2007 年に相当した．さらに，年代が確定できる 8 つの火山と 1963 年の水爆実験のトリチウムの示準層との比較から，推定したアイスコアの年代の誤差は ±3 年以内である事が分かった．

アラスカでは, 1900 年頃から地上気象ステーションでの観測が行われている. Aurora Peak アイスコアの δD の年平均値および δD の季節振幅から推定した年間涵養量とアラスカの 19 カ所の地上気象ステーションの気温および降水量との比較から，Aurora Peak アイスコアの δD は特にアラスカ中央部およびアラスカ湾側の気温の指標となり，年間涵養量は特にアラスカ湾側の降水量の指標となる事が分かった．

広域積雪試料中の δD と $\delta^{18}O$ から算出される d-excess はアラスカ山脈以北で高い値を示した．d-excess を決める主なファクターは，蒸発地点の相対湿度や表面海水温度と，蒸発する際の風速である．その中でも近年の研究から，d-excess は蒸発地点の湿度に強く影響をうけ，高緯度ほど高くなる事が示されている．さらに，観測期間中の高層天気図から，アラスカ山脈以北で積雪試料を採取した期間は，アラスカの西側からも水蒸気が流入していた事が推測された．以上の事から，観測期間中の積雪中の高い d-excess は，高緯度海域を起源とする水蒸気がアラスカ西部から供給された事に起因する事が示唆された．

1900 年以降の δD および年間涵養量の年々変動と北部北太平洋域の気候指数 (Pacific Decadal Oscillation Index; PDOI, North Pacific Index; NPI) の比較

を行った. 1900 年以降の δD と年間涵養量から 1900 年から 2007 年にかけての長期の増加トレンドを除いた涵養量の変動は 7 年移動平均値で PDOI と高い正の相関を示した (R=0.57，0.49 ($p < 0.05$)). PDOI が正の時，アラスカではアリューシャン低気圧の強化/東方配置に伴って南風が強化され気温が高くなるが，それに応答して Aurora Peak アイスコアの δD も高い値を示した．また，PDOI が正の時，アラスカではアリューシャン低気圧の強化もしくは東方配置やアラスカ湾での低気圧活動の活発化に伴って降水量が増加するが，アイスコアから復元した涵養量の変動もそれに応答して高い値を示した．d-excess は PDOI と負の相関 (R=0.42, $p < 0.05$) を示した. これは, PDOI が正の時にアリューシャン低気圧が強化/東方配置され，その結果，アラスカ湾で低気圧活動が活発化し，南から入る水蒸気が多くなるために d-excess が低くなる事を示す. この結果と, 広域積雪試料の解析結果から, Aurora Peak アイスコアの d-excess は，アラスカに流入する全水蒸気量に対して西から流入する水蒸気の割合を示すと考えた.

さらに，1900 年以降の δD と涵養量の年々変動は NPI とも 7 年移動平均値で高い負の相関を示した (R=-0.76，-0.62 ($p < 0.05$)). この結果は，PDOI との比較から示された， δD と涵養量がアリューシャン低気圧に応答しているという結果を支持する．また，PDOI が 1900 年から 2007 年にかけての長期の増加トレンドを除いた涵養量の変化と高い相関を示したこと，NPI が年間涵養量と高い相関を示したことは，アラスカの降水量の長期の増加傾向がアリューシャン低気圧に応答し，降水量の十数年周期の変動がアラスカ湾の水温の変化を含む環境変化に応答している可能性を示した.

NCEP/NCAR の客観解析データ (海面気圧，500hPa の風向および風速) の解析から，北部北太平洋西部のカムチャッカ半島周辺で海面気圧が低くなるような場合はアラスカでは西風が強くなり d-excess が高い値を示すことが

分かった．一方，アリューシャン列島周辺にまで及ぶ北部北太平洋の広い範囲で海面気圧が低くなるような場合はアラスカでは南風が強くなり d-excess が低い値を示すことが分かった．

Aurora Peak アイスコアの δD，年間涵養量と d-excess の変動から，北部北太平洋域の過去 342 年間の環境変動は大きく 3 つの期間に分けられ，湿潤-寒冷な期間 (1666-1760s)，乾燥-温暖な期間 (1760s-1850s) と，湿潤-温暖な期間 (1850s-2007) が存在したことが示された．

本研究の結果は，d-excess がアラスカに入る全水蒸気量に対して西から流入する水蒸気の割合で変化し，気温の指標となる δD がアリューシャン低気圧の勢力や位置の変化に強く応答していることを示した．d-excess と δD の変動から，湿潤-温暖な期間はアラスカの南側から流入する水蒸気が増加した事で降水量が多くなり，湿潤-寒冷な期間はアラスカの西側から流入する水蒸気が増加した事で降水量が多くなった事が示唆された．アラスカの西側から流入する水蒸気は，山脈に阻まれる事無くアラスカ内陸部に供給される為，アラスカの南側から流入する水蒸気に比べて水蒸気の増加が降水量の増加に与える効果が大きく現れた可能性がある．また，アラスカの西側から流入する水蒸気の増加は同位体分別の効果が，南側から水蒸気が流入した場合に比べて少ないため，一時的に同位体比を上げる効果があったかもしれない．地上気温と δD の関係式から，湿潤-寒冷な期間は，気温が近年 (1900-2007) より 0.95 ℃ 程度低かった事が示唆された．しかし，この期間は，南側から流入する水蒸気が多い近年と比べると，水蒸気中の同位体比分別が減らされている為に，復元された気温差は過小評価されて可能性がある．

山岳アイスコアの解析より，過去 342 年間のアラスカへの西からの流入する水蒸気の割合の変化が復元され，小氷期から現在にかけてのアラスカの環

境変動を理解する上で西から流入する水蒸気の割合は重要なファクターである事が分かった.

謝辞

本研究を進めるにあたり，沢山の方々に御指導戴き，支えて戴き博士論文を仕上げる事が出来ました． ここに記して感謝の意を表します.

北海道大学大学低温科学研究所の的場澄人助教には指導教員として本研究の実施の機会を与えて戴き, 計 5 年間にわたり御指導頂きました. また, 様々なフィールドでの観測の機会や学会発表の機会を与えて戴き，貴重な経験を積ませて戴きました.

本論文の主査をして戴きました北海道大学大学低温科学研究所の三寺史夫教授には，本研究を仕上げるにあたり御指導戴くとともに，日頃よりやさしく御声かけ戴きました．副査をして戴きました，北海道大学大学低温科学研究所の河村公隆教授と国立極地研究所の東久美子准教授には本研究を行うに当たり御指導戴くとともに，学会やゼミなどでお会いした際にも研究への御助言を戴きました．北海道大学大学低温科学研究所の白岩孝行准教授には，本論文の副査として御指導戴いただけでなく，日頃より学会発表や投稿論文執筆など多岐にわたり，多大な御指導を戴きました.

本研究で使用した Aurora Peak アイスコアは，科学研究費（研究課題番号: 19340137）の支援により，北海道大学低温科学研究所の白岩孝行准教授を筆頭に，杉山慎准教授，的場澄人助教，アラスカ大学の Daniel. J. Solie 助教，吉川謙二准教授，佐々木央岳さん，国立環境研究所の岡本祥子博士，福田武博博士らによって掘削されました.

北海道大学大学低温科学研究所の西岡純准教授と技術補佐員の村山愛子さん，佐々木央岳さん，技術補佐員の渡邊美香さん，上原裕樹博士，水産総合研究センターの阿部祥子博士には, 修士課程の頃より計 5 年間にわたり学生

生活と研究生活の両面において，特にお世話になりました．小さな相談から大きな相談まで時間を割いて親身になって聞いて戴きました．博士課程の 3 年間を走りきる事が出来たのは，皆様の支えと厳しくも優しい御指導があったからです.

名古屋大学の藤田耕史准教授には 2011 年のヒマラヤ観測，国立極地研究所の榎本浩之教授には 2012 年のアラスカ積雪縦断観測の機会を戴きました．また，観測にあたっては，アラスカ大学国際北極圏研究センターの Kim Yongwon 助教にお世話になりました．防災科学技術研究所の佐藤篤司博士と土木研究所の大宮哲博士には 2013 年のフィンランド積雪縦断観測にて，富山大学の杉浦幸之助准教授と国立極地研究所の小川佳美さんには 2013 年のアラスカ積雪縦断観測にて大変お世話になりました．また，気象研究所の青木輝夫室長には 2013 年のグリーンランド観測の機会を与えて戴き，観測中も大変お世話になりました.

酸素安定同位体比の分析では，北海道大学大学低温科学研究所の青木茂准教授と技術補助員の中村佳代さん，北川恵さんに大変お世話になりました．また，本研究を進めるにあたり，国立極地研究所・独立行政法人海洋研究開発機構の中野渡拓也博士にも沢山の御助言を戴きました.

雪氷・寒冷圏科学コースの先生・諸先輩方には日頃より大変お世話になりました．特に博士論文を執筆するにあたっては励ましの言葉を戴き，研究に対しても沢山の御助言を戴きました.

大学院生活を通して，環オホーツク観測研究センターの皆様には大変お世話になりました．特に，漢那直也君，武居信行君には，グループセミナーを通して大変お世話になりました．また，同期の大藪幾美さんと，岡本祥子博士，国立極地研究所の永塚尚子博士，低温科学研究所・国立極地研究所の津

滝俊博士には，研究生活での様々な面で御助言戴くとともに，楽しい話題を振りまいて戴きました.

東海大学海洋学部の西村弥亜教授には学部生の頃より長い間気にかけて戴き，研究への向き合い方など様々な面で御助言を戴きました．先生の優しいお言葉に励まされ，つらい時期も踏ん張る事が出来ました.

最後に，良き理解者となり研究生活を支えてくれた両親と両祖父母，姉弟そして，励ましてくれた友人達に心から感謝いたします.

参考文献

Anderson L., Abbott M. B., Finney B. P., Burns S. J.: Regional atmospheric circulation change in the North Pacific during the Holocene inferred from lacustrine carbonate oxygen isotopes, Yukon Territory, Canada, Quaternary Research, 64, 21-35, 2005.

Bienek, P. A., Walsh, J. E., Thoman, R. L., and Bhatt, U. S.: Using climate divisions to analyze variations and trends in Alaska temperature and precipitation, J. Climate, 27, 2800-2818, doi:10.1175/JCLI-D-13-00342.1, 2014.

Chipman , M. L., Clarke G. H. Clegg, B. F., Gregory-Eaves, I., Hu, F.S. : A 2000 year record of climatic change at Ongoke Lake, southwest Alaska, J Paleolimnol, 41:57–75, DOI 10.1007/s10933-008-9257-8., 2009.

Chipman M. L., Clegg B. F., Hu F. S.: Variation in the moisture regime of northeastern interior Alaska and possible linkages to the Aleutian Low: inferences from a late-Holocene d18O record, J Paleolimnol, 48:69–81 DOI 10.1007/s10933-012-9599-0, 2012.

Clegg, B. F. and Hu F.S.: An oxygen-isotope record of Holocene climate change in the south-central Brooks Range, Alaska, Quaternary Science Reviews 29 , 928–939, 2010.

Clark, I. D. and Fritz, P.: Environmental Isotopes in Hydrogeology, Lewis Publishers, New York: 328 pp.158, 1997.

Dansgaard, W.: The abundance of O^{18} in atmospheric water and water vapor, Tellus, 5, 461-469, 1953.

Dansgaard, W.: Stable isotopes in precipitation, Tellus, 16,, 436-468, 1964.

Dansgaard, W. and Johnson, S. J.: A flow model and time scale for the ice core from Camp Century, Greenland, J. Glaciol., 8, 215-223, 1969.

D'rrigo, R., Mashig E., Frank, D., Wilson, R., Jacoby, G.: Temperature variability over the past millennium inferred from Northwestern Alaska tree rings, Climate Dynamics, 24(2-3), 227-236, 2005a.

D'Arrigo, R., Wilson, R., Deser, C., Wiles, G., Cook, E., Villalba, R., Tudhope, A., Cole, J., and Linsley, B.: Tropical-North Pacific climate linkages over the past four centuries, J. Climate, 18, 5253–5265, 2005b.

EPICA Community Members.: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, Nature, 429, 623-628, doi:10.1038/nature02599, 2004.

Fisher, D.A., Wake, C., Kreutz, K., Yalcin, K., Steig, E., Mayewski, P., Anderson, L., Zheng, J., Rupper, S., Zdanowicz, C., Demuth, M., Waszkiewicz, M., Dahl-Jensen, D., Goto-Azuma, K., Bourgeois, J. B., Koerner, R. M., Sekerka, J., Osterberg, E., Abbott, M. B., Finney, B. P., and Burns, S. J.: Stable isotope records from Mount Logan, Eclipse ice cores and nearby Jellybean Lake. Water cycle of the North Pacific over 2000 years and over five vertical kilometers: sudden shifts and tropical connections, Ge´ogr. Phys. Quat., 58(2–3), 337–352, 2004.

Fujii, Y., Kamiyama, K., Kawamura, T., Kameda, T., Izumi, K., Satow, K., Enomoto, H., Nakamura, T., Hagen, J. O., Gjessing, Y. and Watanabe, O.: 6000-year climate records in an ice core from the Høghetta ice dome in northern Spitsbergen, Ann. Glaciol., 14, 85-89, 1990.

Fukuda, T., Sugiyama, S., Matoba, S., and Shiraiwa, T.: Glacier flow measurement and radio-echo sounding at Aurora Peak, Alaska, in 2008, Annals of Glaciology, 52, 138–142, 2011.

Goto-Azuma, K., Shiraiwa, T., Matoba, S., Segawa, T., Kanamori, S., Fujii Y., and Yamasaki, T.: An overview of the Japanese glaciological studies on Mt. Logan, Yukon Territory, Canada in 2002, Bullet. Glaciol. Res., 20, 65-72, 2003.

Gulev, S. K., O. Zolina, and Grigoriev S.: Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. Clim. Dyn., 17, 795-809, 2001.

Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gunderstrup, N., Johnsen, S.J., Reeh, N.: Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris, and continental dust, J. Glaciol., 20, 3-26, 1978.

Harper, J. T., Humphrey, N. F., TPfeffer, W. T., Huzurbazar, S. V., Bahr, D. B., and Welch, B.C.: Spatial variability in the flow of a valley glacier: deformation of a large array of boreholes, J. Geophys. Res., 106(B5), 8547-8562, 2011.

Holdsworth, G., Krouse, H.R., and Nosal, M.: Ice core climate signals from Mount Logan, Yukon, AD1700–1987, In Bradley R.S. and P.D. Jones, eds. Climate since AD1500. London, Routledge, 483–504, 1992.

Hu, F. S., Ito, E., Brown, T. A., Curry, B.B., Engstrom D. R.: Pronounced climatic variations in Alaska during the last two millennia, Proceeding of the National Academy of Sciences, 98, 10556, DOI; 10.1073/pnas.181333798, 2001.

Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J. L., Werner, M., and Wolff, E.W.: Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years, Science, 317, 793-797, DOI:10.1126/science.1141038, 2007.

Jonsen, S.J.: Stable isotope homogenization of polar firn and ice, in Proc. Symp. on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, I.U.G.G.XVI, General Assembly, Grenoble Aug. Sept., pp210-219, Washington D.C.,1975.

Jonsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup N.S., Hammer, C.U.,Andersen, U., Andersen K.K., Hvidberg, C.S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J.P., Shoji, H., Sveinbjornsdottir, A.E., White, J., Jouzel, J., Fisher, D.: The δ 18O record along the Greenland Ice Core Peoject deep ice core and problem of possible Eemian climatic instability, J. Geophys. Res., 102, 26397-26410, 1997.

Kamiyama, K., Shimada, W., Kitaoka, K., Izumi, K., and Ezumi, S.: Determination of HTO content in polar ice/snow samples by low background liquid scintillation technique, Nankyoku Shiryo (Antarctic Record), 41, 631–642, 1997.

Kanamori, S., Benson, C. S., Truffer, M., Matoba, S., Solie, D. J., Shiraiwa, T.: Seasonality of snow accumulation at Mount Wrangell, Alaska, USA, J. Glaciol., 54, 273-278, 2008.

Kelsey, E. P., Wake, C. P., Kreutz, K., and Osterberg, E.: Ice layers as an indicator of summer warmth and atmospheric blocking in Alaska, J. Glaciol., 56, 715-722, 2010.

Koide, M., Michel, R., Goldberg, E. D., Herron M. M., and Langway Jr. C. C., Characterization of radio active fallout from pre- and post-moratorium tests to Polar ice caps, Nature, 296, 544–547, 1982.

Koerner, R. M.: Devon Island ice cap : Core Stratigraphy and paleoclimate, Science, 196, 15-18, doi:10.1126/science.196.4285.15, 1977.

Kurita, N.: Origin of Arctic water vapor during the ice-growth season. Geophys. Res. Letter, 38, DOI: 10.1029/2010GL046064, 2011.

Legrand, M. and Mayewski, P.: Glaciochemistry of polar ice cores: a review, Rev. Geophys., 35, 219-243, doi:10.1029/96RG03527, 1997.

Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., and Francis, R. C.: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, Bull. Am. Meteor. Soc., 78, 1069–1079, 1997.

Mantua, N. J. and Hare S. R.: The Pacific Decadal Oscillation. J. Oceanography, 58. 35-44, 2002.

McKay, N. P., Kaufman, D. S., Michelutti, N.: Biogenic silica concentration as a high-resolution, quantitative temperature proxy at Hallet Lake, south-central Alaska, Geophysical Res. Lett., 35, L05709, doi:10.1029/2007GL032876, 2008.

Matoba, S., Ushakov, S. V., Shimbori, K., Sasaki, H., Yamasaki, T., Ovshannikov, A. A., Manevich, A. G., Zhideleeva, T. M., Kutuzov, S., Muravyev, Y. D., and Shiraiwa, T.: The glaciological expedition to Mount Ichinsky, Kamchatka, Russia, Bull. Glaciol. Res., 24, 79-85, 2007.

Matoba, S., Shiraiwa, T., Tsushima, A., Sasaki, H., and Muravyev, Y. D.: Records of sea-ice extent and air temperature at the Sea of Okhotsk from an ice core of Mount Ichinsky, Kamchatka, Ann. Glaciol., 52, 44–50, 2011.

McCabe, G. J., and Fountain, A.: Relations between atmospheric circulation and mass balance of South Cascade Glacier, Arct. Alp. Res., 27, 226–233, 1995.

McGimsey, R. G., Neal, C. A., and Riley, C. M.: Areal Distribution, Thickness, Mass, Volume, and Grain Size of Tephra-Fall Deposits from the 1992 Eruptions of Crater Peak Vent, Mt. Spurr Volcano, Alaska, U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 01-370, 38 pp. (Available at http://geopubs. wr.usgs.gov/open-file/of01-370/), 2002.

Minobe, S.: A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America, Geophys. Res. Lett., 24, 683–686, 1997.

Minobe, S. and Nakanowatari, T.: Global structure of bidecadal precipitation variability in boreal winter, Geophys. Res. Lett. 29(10), 10.1029/2001GL014447, 2002.

Moore, G. W. K., Holdsworth, G., and Alverson, K.: Climate change in the North Pacific region over the past three centuries, Nature, 420, 401-403, doi:10.1038/nature01229, 2002.

Nakanowatari, T. and Minobe, S.: Moisture balance for bidecadal variability of wintertime precipitation in the North Pacific Using NCEP/NCAR reanalysis, J. Meterol. Soc. Jpn, 83(4), 453-469, 2005.

Newhall, C. G., and Self, S.: The Volcanic Explosivity Index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism, J. Geophys. Res., 87(C2), 1231–1238, doi:10.1029/JC087iC02p01231, 1982.

Oeschger H., Langway Jr. C. C.: Dahlem Workshop on Environmental Record in Glaciers Lce Sheets, Dahlem Workshop Reports, 1988.

Oerter, H,. Rauert W.: Core drilling on Vernagtferner (Oetztal Alps, Austria) in 1979: tritium contents, Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie, 18(1), 13-22, 1982.

Pfahl, S. and Sodemann, H. : What controls deuterium excess in global precipitation?, Clim. Past, 10, 771–781, 2014.

Papineau J. M.: Wintertime temperature anomalies in Alaska correlated with ENSO and PDO, Int. J. Climatol., 21, 1577–1592, doi: 10.1002/joc.686, 2001.

Rodionov, S. N., Bond, N. A., and Overland, J. E.: The Aleutian Low, storm tracks, and winter climate variability in the Bering Sea, Deep-Sea Res. II, 54, 2560–2577, doi: 10.1016/j.dsr2. 2007.08.002, 2007.

Sato, T., Shiraiwa, T., Greve R., Seddik H., Edelmann E. and Zwinger T.: Accumulation reconstruction and water isotope analysis for 1736-1997 of an ice core from the Ushkovsky volcano, Kamchatka, and their relationships to North Pacific climate records, Climate of the Past, 10(1), 393-404, 2014.

Schwikowski. M : Reconstruction of European Air Pollution from Alpine Ice Cores, in: Earth Paleoenvironments: Records Preserved in Mid- and Low-Latitude Glaciers Developments in Paleoenvironmental Research, edited by: Cecil, J. R. G. and Thompson, L. G., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 9, 95–119, 2004.

Shiraiwa, T., Muravyev, Y.D., and Yamaguchi, S.: Stratigraphic features of firn as proxy climate signals at the summit ice cap of Ushkovsky volcano, Kamchatka, Russia, Arct. Alp. Res., 29(4), 414-421, doi: 10.2307/1551989, 1997.

Shiraiwa, T., Murav'yev, Y.D., Kameda, T., Nishio, F., Toyama, Y., Takahashi, A., Ovsyannikov, A.A., Salamatin, A.N., and Yamagata K.: Characteristics of a crater glacier at Ushkovsky volcano, Kamchatka, Russia, as revealed by the physical properties of ice cores and borehole thermometry, J. Glaciol., 47(158), 423-432, doi: 10.3189/172756501781832061, 2001.

Shiraiwa, T., Goto-Azuma, K., Matoba, S., Yamasaki, T., Segawa, T., Kanamori, S., Matsuoka, K., and Fujii, Y.: Ice core drilling at King Col, Mount Logan 2002, Bull. Glaciol. Res., 20, 57-63, 2003.

Shiraiwa, T., Kanamori, S., Benson, C. S., Solie, D., and Muravyev, Y. D.: Shallow ice-core drilling at Mount Wrangell, Alaska, Bull. Glaciol. Res., 21, 71-77, 2004.

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Arnao, B. M.: El Nino-Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the Tropical Quelccaya Ice Cap, Peru, Science, 226, 4670, 50-53, 1984.

Trenberth, K. E., and Paolino D. A.: The Northern Hemisphere sealevel pressure data set: Trends, errors and discontinuities, Mon. Weather Rev., 108, 855–872, 1980.

Trenberth E. K. and Hurrell W. J.: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, Climate Dynamics 9:303-319, 1994.

Tsushima, A., Matoba, S., Shiraiwa, T., Okamoto, S., Sasaki, H., Solie D. J., Yoshikawa K.,: Reconstraction of recent climate change in Alaska fro m the Aurora Peak ice core, central Alaska, Climate of the Past, 11, 217-226, 2015.

Walters, R. A., and Meier, M. F.: Variability of glaciers mass balances in western North America, Aspects of Climate Variability in the Pacific and Western Americas, Geophys. Monogr., No. 55, Amer. Geophys. Union, 365–374, 1989.

Watanabe, O., S. Takenaka, H. Iida, Kamiyama K., Thapa K. B., and Mulmi D. D.: First results from Himalayan Glacier Boring Project in 1982–1982: Part I. Stratigraphical analyses of full-depth cores from Yala Glacier, Langtang Himal, Nepal, in Glacial Studies in Langtang Valley, Report of the Boring Project 1981–82 in the Nepal Himalaya, Publ. 2, pp. 7–23, Data Cent. for Glacier Res., Jpn. Soc. of Snow and Ice, Tokyo, , 1984.

Wilson, T. R. S.: Salinity and the major elements of sea water, in “Chemical Oceanography”, edited by Riley, J. P. and G. Skittow, 1, 365-413, Academic Press, London, 1975.

Yalcin, K, and Wake, C. P.: Anthropogenic signals recorded in an ice core from Eclipse Icefield, Yukon Territory, Canada, Geophys. Res. Lett., 28, 4487-4490, 2001.

Yalcin, K., Wake C. P. and Germani M. S.: A 100-year record of North Pacific volcanism in an ice core from Eclipse Icefield, Yukon Territory, Canada, Journal of Geophysical Res., 108, No. D1, 4012, doi:10.1029/2002JD002449, 2003.

Yalcin, K., Wake, C. P., Kang, S., Kreutz, K. J., and Whitlow, S. I.: Seasonal and spatial variability in snow chemistry at Eclipse Icefield, Yukon Territory, Canada, Ann. Glaciol., 43, 230-238, 2006.

Yalcin,K., Wake, C. P. 1 Kreutz, K. J., Germani, M. S. and Whitlow, S. I.: Ice core paleovolcanic records from the St. Elias Mountains, Yukon, Canada, Journal of Geophysical Res., 112, D08102, doi:10.1029/2006JD007497, 2007.

Yamanaka T, Shimada J, Miyaoka K.: Footprint analysis using event-based isotope data for identifying source area of precipitated water, Journal of Geophysical Research 107, 4624, DOI:10.1029/2001JD001187., 2002.

Yasunari, T. J., Shiraiwa, T., Kanamori, S., Fujii, Y., Igarashi, M., Yamazaki, K., Benson, C. S., and Hondoh, T.: Intra-annual variations in atmospheric dust and tritium in the North Pacific region detected from an ice core from Mount Wrangell, Alaska, J. Geophys. Res., 112, doi:10.1029/2006JD008121, 2007.

Zagorodnov, V., Thompson, L.G., Ginot, P., and Mikhalenko, V.: Intermediate-depth ice coring of high-altitude and polar glaciers with a lightweight drilling system, J. Glaciol., 51(174), 491–501, 2005.

佐藤建 : カムチャッカ半島ウシュコフスキー山アイスコアによる過去 250 年間の気候復元, 北海道大学大学院環境科学院, 修士論文, 2007.

白岩孝行・山口悟: カムチャッカ半島の近年の氷河質量収支変動と気候変動復元，地学雑誌，111(4)，476-485，2002.

白岩孝行・西尾文彦・亀田貴雄・高橋昭好・戸山陽子・Muravyev,Y.D.・Ovsyannikov, A.A.: カムチャツカ半島 ウシュコフスキー氷冠における雪氷コア掘削, 雪氷, 61(1), 25-40, 1999.

芳村圭・一柳錦平: 東アジアにおける降水 d-excess 季節変動に関する再考察, 水文・水資源学会誌, 22(4), 262-276, 2009.

増田耕一: 小氷期の原因を考える, 地理 (古今書院), 37, No. 2, 56 – 65, 1992.

脇山義史, 牧野裕紀, 山中勤, 鈴木啓助: 中部山岳地域における降水の d-excess の時空間変動, 地学雑誌, Journal of Geography(Chigaku Zasshi), 122(4), 666-681, doi:10.5026/jgeography.122.666, 2013.

早稲田周・中井信之: Isotope compositions of meteoric and surface waters in Central and Northeast Japan, 地球科学, 17, 83-91, 1983.