



日本列島における最終氷期最寒冷期の気候

松末 和之 藤原 治 末吉 哲雄*

東濃地科学センター
*東京大学大学院理学系研究科

資料番号 : 6 - 10

Climatic Condition in the Last Glacial Maximum in Japan

Kazuyuki MATSUSUE Osamu FUJIWARA Tetsuo SUEYOSHI*
Tono Geoscience Center

* Graduate School of Science, the University of Tokyo

東濃地科学センターでは、地質環境の長期的な安定性を評価するため、気候変動や地殻変動が地質環境に及ぼす影響について調査・研究を実施している。氷期の気温や降水量、永久凍土の分布を予測することは、地下水流動や水質の変化を予測するために必要である。花粉化石の分析データ等から復元された最終氷期最寒冷期の気候は、年平均気温が現在よりも4 から13 程度低く、降水量が現在の7 割から5 割に低下していたことを示している。この気候条件では、本州中部以北の山岳や北海道には永久凍土の分布が想定される。永久凍土の形成深度を、熱伝導の数値シミュレーションを用いて、北海道の丘陵部を事例に解析した（年平均気温の低下率 14°C / 1万年を想定）結果によると、永久凍土の層厚は最大で130mに達することが分かった。

The effect of climatic change and crustal movement have been studied to evaluate the long-term stability of the geological environment. It is necessary to estimate temperature, precipitation and distribution of the permafrost in the glacial period in order to predict groundwater flow and changes in chemistry. The climate in the Last Glacial Maximum reconstructed from fossil pollen shows that the annual mean temperature was lower than that in the present day by 4°C to 13°C , and that the precipitation was 50% to 70% of the current values. With this climate, there was probably permafrost on the mountains in northern Honshu and Hokkaido. The depth of the permafrost was estimated using a numerical simulation of heat conduction, as a case study, for hill areas in Hokkaido (annual mean temperature lowering rate of 14°C per 10,000 years). As the result of the simulation, the maximum thickness of the permafrost reached 130m.

キーワード

最終氷期最寒冷期、気候条件、年平均気温、永久凍土、降水量、数値シミュレーション

Last Glacial Maximum, Climate Condition, Annual Mean Temperature, Permafrost, Precipitation, Numerical Simulation

1. はじめに

東濃地科学センターでは、地表から地下深部までの地層や地下水などからなる地質環境が、万年、十万年オーダーで、将来どのように変化するかを予測する「地質環境の長期安定性に関する研究」を進めている。対象とする事象の一つに地球規模での気候変動がある。

約170万年前から現在までの第四紀には、寒冷的な氷期と温暖な間氷期という地球規模の気候変動が周期的に繰り返してきた。この原因としてはミランコビッチサイクルとして知られる地球の軌道要素の変動が考えられる。特に過去約70万年間は、

氷期と間氷期が約10万年の周期で繰り返したことが知られている。現在は間氷期にあたり、中緯度に位置する日本列島では温暖湿潤な気候が支配的である。

しかし、10万年程度の将来を見通すと、今後はミランコビッチサイクルに従って氷期に向かい、日本列島でも寒冷的な気候が支配的になると考えられる。このような環境下では、降水条件や温度条件が大きく変化することが考えられる。また、氷期の特徴として、日本列島の高緯度地域や山岳地域では1年中土地が凍結したままの状態になる永久凍土の発達が想定される。これらの地表環境の

変化にともなって、地下水の流動や水質などの地質環境がどのような影響を受けるかを明らかにする必要がある。この変化の範囲や程度を推定するためには、氷期の気温や降水量、永久凍土の層厚が各地でどの程度の値になるかを予測することが前提となる。

深海底堆積物の酸素同位体比から推定された氷期・間氷期を通じた気候変動の振幅は、過去数十万年間おおよそ一定である¹⁾、次の氷期の気候を予測する上では、現在の間氷期に先立つ氷期（最終氷期）の気候データが重要な参考データになる。最終氷期の気候については、地域ごとの気温や降水量を見積もった研究はあるが、全国の気温などを具体的に見積り、分布図として示した研究はない。ここでは最終氷期について、文献調査と事例解析によって、日本列島における年平均気温、降水量及び永久凍土の分布を復元することを試みた。

本研究では、まず、花粉化石などのデータを基に、最終氷期最寒冷期の古植生分布図を作成した。次に、各植生が示す“暖かさの指数^{2), 3)}”を現在の植生との比較から求めた。次に、“暖かさの指数”と年平均気温との関係式を現世のデータから求めた。最後に、この関係式を古植生分布図に適用して、各地の年平均気温を推定した。降水量については、各地の最終氷期最寒冷期の値を文献から収集した。永久凍土については、2つの方法で層厚分布を解析した。一つは、現世の永久凍土の層厚と年平均気温との回帰式を用いるもので、前述した年平均気温の分布図から永久凍土の分布範囲と層厚を推定した。第2は熱伝導モデルを用いて気温低下に伴う地温の低下を理論的に計算するもので、北海道を事例に解析を行った。

2. 古植生分布図の作成

2.1 植生帯と気候の関係

日本列島は、南北に長く北緯約24°付近から北緯48°に及んでおり、さらに、2,000mを越える山岳地が各地に分布しているため、亜熱帯から寒帯（高山帯）に至る気候が分布する。そうした多様な気候を反映して、シイ・カシなどからなる照葉樹林、スギなどの温帯針葉樹林、ブナ・ナラなどからなる落葉広葉樹林、トドマツなどからなる針葉樹林などの様々な植生が分布している。

ある地域における植生の成立は、その地域の気候要因に支配される。気候要因には、熱帯から極地へかけて緯度に応じて変化する温度要因と、乾燥中心から湿潤地帯にかけて変化する乾湿度要因とがある。この両者の組み合わせによる植生と気

候帯の関係⁴⁾を図1に示す。

日本列島は大部分が湿潤～準湿潤気候に属することから、気候帯区分は主として緯度差による温度要因に支配されており、南から順に、亜熱帯、暖温帯、冷温帯、亜寒帯及び寒帯（高山帯）に区分される。これらと乾湿度要因に対応した植生帯としては、亜熱帯広葉樹林帯、照葉樹林帯、落葉広葉樹林帯及び常緑針葉樹林帯が分布している。

各気候帯を分ける基準としては、暖かさの指数（温度指数²⁾が使われている。暖かさの指数とは、5を基準として、月の平均気温が5以上の月について、それぞれの月平均気温から5を引いた値を年間で積算した値である。

各気候帯と暖かさの指数との関係は240（単位は月・：以下略）以上が熱帯、180～240が亜熱帯、85～180が暖温帯、45～85が冷温帯、15～45が亜寒帯、0～15が寒帯である（図1）。

また、植生は低地から高地への環境勾配に対しても分帯している（いわゆる垂直分布）。これも大きく見れば温度要因に支配されており、南北の水平分布とほぼ対応している。垂直分布の境界の暖かさの指数は、丘陵帯の上限が85（単位は月・：以下略）、山地帯の上限が45～55、亜高山帯の上限が15とされている⁵⁾。

一方、野上・大場³⁾は、植物の占有面積率を用いた、より客観的な植生帯の定義から、植生帯の境界の暖かさの指数について吉良²⁾の値と異なる結果を報告した。それによれば、各気候帯境界の暖かさの指数は、寒帯（高山帯、ハイマツ低木林）と亜寒帯（亜高山帯、針葉樹林）の境界を23（単位は月・：以下略）、亜寒帯と冷温帯（山地帯、ブナ・ミズナラ林）の境界を46、冷温帯と中間温

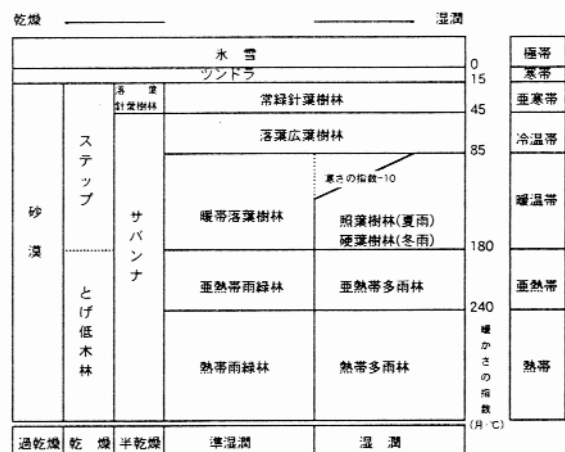


図1 温度・乾湿度の組み合わせによる環境区分システム⁴⁾

帯（丘陵帯、ツガ・モミ林など）の境界を90～100、中間温帯と暖温帯（低地帯、照葉樹林）の境界を110としている。これらは、吉良²⁾による各気候帯境界の暖かさの指数よりもやや高い値をとっている。

2.2 古植生の解析

最終氷期の中でも最も寒さの厳しかった時期（最終氷期最寒冷期：約2万年前）は、年平均気温が現在よりも約6～9低かったとされ⁶⁾、現在とは異なった植生が分布していたと考えられる。したがって、過去の植生を復元できれば、前述した植生と気候の関係から、当時の気候を推定することが可能と考えられる。

過去の植生を推定する有力な手がかりである植物遺体化石（幹や葉など）は、産出地点や種類が限られ、日本全体の古植生の復元は困難である。これに対し同じく過去の植生を反映している花粉化石は、非海成の細粒堆積物中に普遍的に産出し、広域の古環境解析のツールとして優れている。

ただし、花粉化石分析では、分類群の同定は一般に属レベルまでで種のレベルに達しない場合が多く、単独の化石の産出のみで植生や気候帯を復

元することは困難なことが多い。しかし、属レベルでも、多くの花粉化石（木本花粉で200～500個体以上）を計数することで、その組み合わせや産出頻度から、古植生帯が推定できる。

表1は、現在の気候・植生帯の分類に対応した花粉群集の主な分類と特徴を示したものである。各群集に対応する暖かさの指数は吉良²⁾並びに野上・大場³⁾の基準を参考にした。

古植生を復元するため、約20,000年前を中心とする最終氷期最寒冷期の日本各地の花粉化石分析を扱った文献を、JICSTを利用して収集した。使用する花粉化石分析データは、調査地点や層序が確かであり、しかも¹⁴C年代測定や火山灰同定などにより堆積年代が明らかであることが必要である。これらの条件を充たす115編の文献から、日本各地の160地点の最終氷期最寒冷期の花粉データを収集した。

文献による花粉化石データの内容を表1に当てはめて、当時の花粉化石群集及び古植生帯を推定した。古植生帯の推定に際しては、花粉化石分析データの他に、年代が明らかな大型植物化石の記録や、地形・地質など種々の情報を利用して、総合的に判断した。

表1 植生帯の花粉化石群集

	花粉化石群集	暖かさの指数 (月・)	群集構成の特徴
?	寒帯～亜寒帯群集	0～23前後	寒冷気候下では樹木が育たず、コケ・地衣類を主とし、草本類を交えるツンドラが発達。矮形のヤナギ、カバノキ、ハンノキ、ツツジの疎林を伴う。亜寒帯針葉樹林への移行帯には、モミ属、ツガ属、トウヒ属、ゴヨウマツ類等の針葉樹が優占多産し、冷温帯落葉広葉樹を欠く森林ツンドラ帯が分布。
⊖	亜寒帯針葉樹林群集	23～46	モミ属、ツガ属、トウヒ属、ゴヨウマツ属、カラマツ属が優占・多産。冷温帯～暖温帯要素を欠くか非常に少ない。
A	冷温帯～亜寒帯針葉樹林群集	46前後～90 または100	針葉樹花粉が優占し、冷温帯～暖温帯要素が低率で産出。モミ属、ツガ属、トウヒ属、ゴヨウマツ属を多産。コナラ亜属、ブナ属、スギ属を低率で産す。
B	冷温帯針広混交林群集	46前後～90 ないし100	冷温帯～亜寒帯針葉樹林群集よりもやや温暖または湿潤な環境を示す。ブナ属、コナラ亜属等の冷温帯落葉広葉樹やスギ属等の温帯針葉樹が優占種に加わり、トウヒ属、ツガ属等の針葉樹と混交する。
C	冷温帯落葉広葉樹林群集	46～100	ブナ属、コナラ亜属等の落葉広葉樹が優占または多産する。トウヒ属、モミ属、ツガ属等の亜寒帯要素は低率で、アカガシ亜属、シイノキ属等の暖温帯要素を欠く。
D	冷温帯～中間温帯針葉樹林群集	85前後～110	モミ属、ツガ属、トウヒ属、ゴヨウマツ類等の針葉樹を主とし、アカガシ亜属、シイノキ属等の照葉樹を構成する暖温帯要素を低率に産する。
E	冷温帯～暖温帯(中間温帯)落葉広葉樹林群集	85前後～110	冷温帯落葉広葉樹林に似る。コナラ亜属、アサダ属、ニレ属等が多産し、ブナ属が低率となる。スギ属、イチイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科が目立つ。
F	温帯針葉樹林(スギ林またはヒノキ林)群集	90～110	スギ属、イチイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科が卓越または多産。スギ属が多産する場合は、スギ林が発達する降水量が多い気候を示す。イチイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科が多産する場合は、ヒノキ林やアスナロ林の発達するやや降水量の少ない温帯針葉樹林を示す。
G	暖温帯落葉広葉樹林群集	90～120	コナラ亜属、ブナ属等の落葉広葉樹が主体。エノキ属-ムクノキ属を伴い、暖温帯要素のアカガシ亜属やシイノキ属を低率に産す。冷温帯と暖温帯の境界付近、冷温帯落葉広葉樹林から照葉樹林への移行期、温度的には照葉樹林帯だが、冬季の乾燥や低温により照葉樹林の発達が阻害される場合を示す。
H	暖温帯常緑広葉樹林(照葉樹林)群集	110～180	アカガシ亜属、シイノキ属が優占または多産し、コナラ亜属、エノキ属-ムクノキ属、ニレ属-ケヤキ属を伴う。マキ属がめだつ。アカガシ属とシイノキ属が優占または卓越する場合は、暖かさの指数が120月・以上。

2.3 古植生図

花粉化石データから復元した最終氷期最寒冷期の花粉群集の分布を地図上にプロットした(図2)。データ数が少なく、地域的な偏りもあるが、花粉群集の分布をもとに各植生帯の分布図を作成した。各植生帯の境界は、大まかな地形、気候区及び既往の古植生図に示された植生帯分布などを参考に線引きを行った。図2に示した古植生図から、約2万年前の最終氷期最寒冷期の日本列島は、沖縄を除くと全般的に針葉樹林が優占していたと推定される。各地域ごとの古植生について以下に述べる。

北海道では石狩平野の東側山地から東では森林ツンドラ植生が、山岳地ではツンドラが分布していた。石狩平野から南では亜寒帯針葉樹林が分布していた。

東北地方は亜寒帯針葉樹林が支配的で、八甲田山、北上高地等の高山でツンドラが分布していた。

関東地方では、北部の山地には東北地方から連続して亜寒帯針葉樹林が分布していた。平野部の北部から中部には冷温帯針葉樹林が広く分布し、地形などの条件により冷温帯針広混交林や亜寒帯針葉樹林も点在していた。平野南部では冷温帯針広混交林が主体をなし、伊豆半島では中間温帯スギ林が分布していた。

中部地方では山岳地域に亜寒帯針葉樹林が分布していた。日本海側低地では冷温帯の針葉樹林が分布していた。太平洋側では冷温帯針葉樹林や、冷温帯針広混交林が分布していた。

近畿地方では冷温帯針葉樹林が主体を占め、大阪湾沿岸では中間温帯針葉樹林も部分的に存在していた。

中国地方では冷温帯針葉樹林が広く分布し、山地頂上付近では亜寒帯針葉樹林が分布していた。瀬戸内地域では、複雑な地形を反映して冷温帯針葉樹林、温帯針葉樹林、スギ林などが分布してい

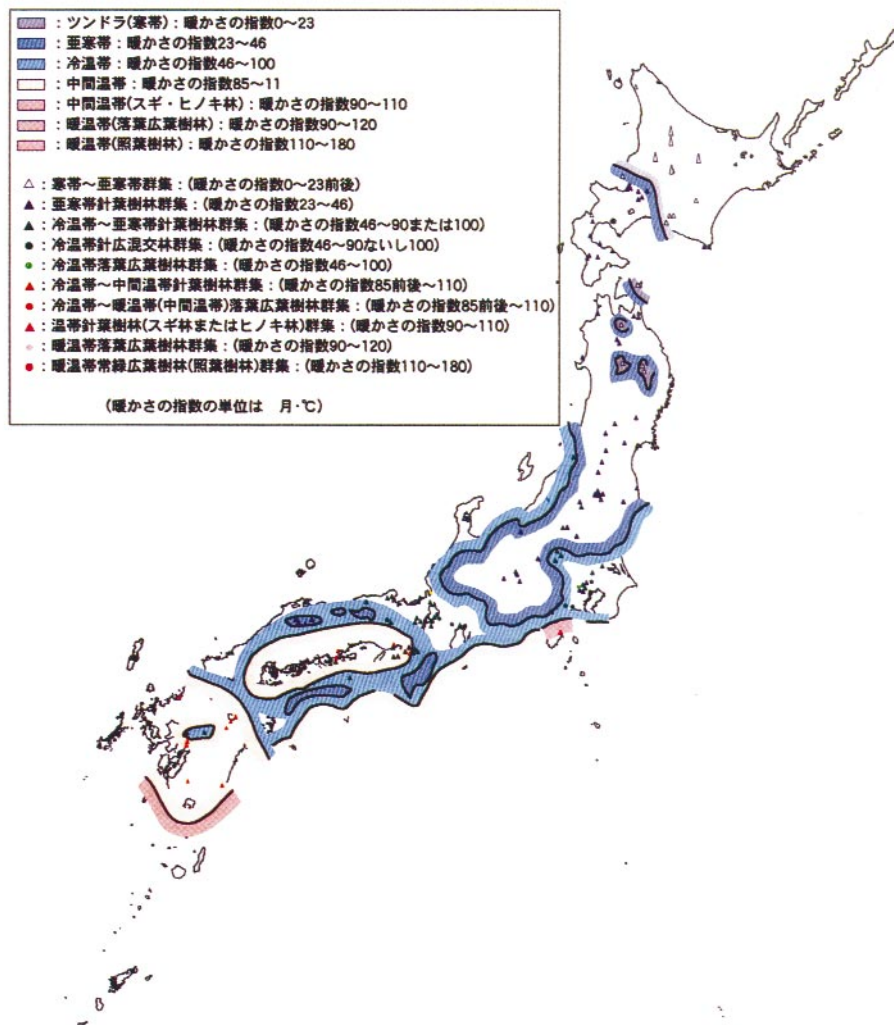


図2 最終氷期最寒冷期における古植生図

た。四国の山岳地域には冷温帯針葉樹林や亜寒帯針葉樹林が分布していた。

九州地域では平野部に温帯針葉樹林が分布し、内陸の山地では冷温帯針広混交林が分布していた。沖縄では照葉樹林が分布していた。

以上のように、最終氷期最寒冷期には針葉樹林が広く分布し、広葉樹林が少ない。これは、この時期に寒冷で降水量の少ない乾燥した気候が支配していたためと考えられる。

3. 古気候の解析

3.1 暖かさの指数と年平均気温の関係

復元した最終氷期最寒冷期の古植生帯から、当時の日本各地の暖かさの指数が推定できる。暖かさの指数は、5 以上の月平均気温の積算であるから、年平均気温とも相関がある。

暖かさの指数と年平均気温の関係を見るために、ロシア東部、日本、台湾及びフィリピンの現在の月別平均気温から暖かさの指数を算出し、各地点の年平均気温と暖かさの指数の関係を図 3 に示した。これから、年平均気温 y () と暖かさの指数 x (月・) との関係は以下の近似式で表わされる。

$$y = 3 \times 10^{-6}x^3 - 0.0016x^2 + 0.3497x - 9.4232$$

寄与率 (R^2) は 0.9833 であり、両者は非常に相関が高いといえる。したがって、前章で述べた古植生から求めた暖かさの指数を用いて、当時の年平均気温が推定可能である。

3.2 化石周氷河現象から推定した年平均気温

北海道では地層中に各種の化石周氷河現象が認

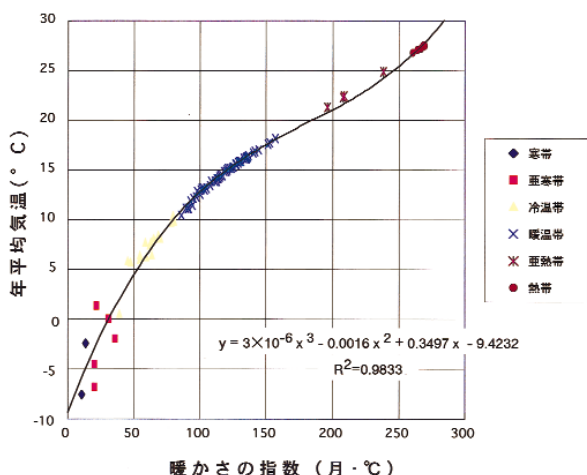


図 3 年平均気温と暖かさの指数の関係

められ、それらの種類と分布から、最終氷期最寒冷期の凍土の分布や年平均気温が推定されている。小野⁷⁾、三浦・平川⁸⁾によれば、最終氷期における連続的永久凍土帯と不連続的永久凍土帯の南限の位置について、前者が稚内付近、後者が渡島半島南部としている。

一方、連続的永久凍土帯と不連続的永久凍土帯の南限の年平均気温については、様々な見解がある。本研究では、これらの平均値に近い - 6 と - 3 を、連続的及び不連続的永久凍土帯の南限の年平均気温とした。したがって、最終氷期最寒冷期における稚内付近及び渡島半島南部の年平均気温は、それぞれ - 6 と - 3 とした。

3.3 古気候図

最終氷期最寒冷期の古気候を復元するため、当時の年平均気温及び海岸線の分布図、永久凍土の分布と厚さ及び氷河・雪線の位置図を作成する方法について以下に述べる。

最終氷期最寒冷期の年平均気温推定の根拠は当時の古植生である。当時の年平均気温分布図作成に当たっては、古植生図における標高による気温の違いも考慮する必要がある。以下に、年平均気温分布図の作成手順を示す。

各古植生帯の境界における暖かさの指数を表 1 に基づいて設定し、近似式により、各古植生帯の境界の年平均気温を求めた。

次に、国土地理院の 1 kmメッシュ標高値データから作成した縮尺 1/200万の地形図に、図 2 の古植生帯境界線を重ね、標高値コンターに調和的な形に境界線を修正した。修正した古植生帯境界線をデジタイズしてその緯度、経度を求め、その境界線の標高値を国土地理院の 1 kmメッシュデータから求めた。

ある地点の植生はその地点の気温に応じた群集構成からなる。また、気温は緯度による水平的な温度要因と標高による垂直的な温度要因の両方の影響を受けている。古気候を復元する際には、まず水平的な温度要因のみで気候分帯を行い、その後、実際の標高に対応した垂直分帯を加味して、地域ごとの気候を復元する必要がある。

まず、各植生帯境界線が通る地点に対して標高 0 m に換算した年平均気温を求めた。この際、一般的な気温の高度減率である 0.6 /100m の値を用いた。

次に、標高 0 m レベルにおける各境界線に挟まれた地域の年平均気温は、1 kmメッシュのグリッド毎に求めた。この際、Inverse distance法

(任意の点から遠くのデータには小さな重み付け、近くのデータには大きな重み付けをし、任意の点の値を求める方法)を使用した。

さらに、上記で求めた標高 0 m レベルの年平均気温をもとに、国土地理院 1 km メッシュ標高データから求めた各グリッドの実標高値での気温を求めた。この際、高度減率として 0.6 /100m の値を用いた。

最後に 10 × 10 km フィルターの移動平均法による平滑化処理を行った上で、5 毎の等温線を描いた(図 4)。

3.4 年平均気温

図 4 より、最終氷期最寒冷期における日本各地の年平均気温は以下のように推定される。

北海道においては、年平均気温 - 10 の等温線が大雪山にわずかに分布し、北部と高山部は - 5 以下、その他の地域は - 5 ~ 0 であった。

東北地方北部では、沿岸部を除く大部分の地域は - 5 ~ 0 の範囲にあった。一方、東北地方南部から中部地方にかけては、高山部のみに - 5 ~ 0 の地域が分布していた。

近畿地方以西では、0 以下の地域はなく、九州地方の気温は大部分が 10 から 15 であり、15 を越える地域はわずかであった。

表 2 に、日本各地の現在の年平均気温と、今回得られた最終氷期最寒冷期の年平均気温を示す。これによれば、最終氷期最寒冷期の年平均気温は

現在より平均で 8.0 低く、その気温差は北部で大きく、南部で小さい。今回の結果は、この時期(2.1 ~ 1.5 万年前)の年平均気温の低下が 7 ~ 8 とされている⁹⁾ことと一致する。また、気温変化

表 2 最終氷期最寒冷期と現在の年平均気温の差

緯度範囲(°)	地点	緯度(°)	年平均気温(°C)			
			現在	最終氷期最寒冷期	現在との差	
45.00 - 45.99	稚内	45.25	6.4			
	平均		6.4	-6.3	-12.7	
44.00 - 44.99	網走	44.01	6.0			
	平均		6.0	-4.9	-10.9	
43.00 - 43.99	留萌	42.55	7.4			
	札幌	42.59	8.2			
	根室	43.20	5.9			
	平均		7.2	-2.2	-9.4	
42.00 - 42.99	帯広	42.55	6.3			
	釧路	42.59	5.7			
	寿都	42.48	8.2			
	浦河	42.10	7.7			
	平均		7.0	-2.0	-9.0	
41.00 - 41.99	函館	41.49	8.5			
	平均		8.5	-1.8	-10.3	
40.00 - 40.99	青森	40.49	9.7			
	平均		9.7	0.9	-8.8	
39.00 - 39.99	秋田	39.43	11.1			
	宮古	39.39	10.4			
	平均		10.8	1.1	-9.7	
38.00 - 38.99	酒田	38.54	12.1			
	仙台	38.16	11.9			
	相川	38.02	13.1			
	平均		12.4	2.9	-9.5	
37.00 - 37.99	輪島	37.23	13.0			
	新潟	37.55	13.2			
	高田	37.06	13.1			
	平均		13.1	4.8	-8.3	
36.00 - 36.99	小名浜	36.57	12.9			
	金沢	36.25	14.1			
	富山	36.42	13.5			
	福井	36.03	14.1			
	熊谷	36.09	14.2			
	水戸	36.23	13.2			
	西郷	36.12	13.8			
	平均		13.7	5.4	-8.3	
35.00 - 35.99	敦賀	35.39	14.8			
	岐阜	35.24	15.1			
	銚子	35.44	15.0			
	東京	35.41	15.6			
	横浜	35.26	15.2			
	松江	35.27	14.3			
	鳥取	35.29	14.5			
	京都	35.01	15.3			
	平均		15.0	7.6	-7.4	
	34.00 - 34.99	津	34.44	15.1		
		浜松	34.42	15.7		
静岡		34.58	16.1			
尾鷲		34.04	15.6			
浜田		34.54	15.1			
広島		34.24	15.0			
岡山		34.39	15.8			
大阪		34.41	16.3			
和歌山		34.14	16.1			
巖原		34.12	15.1			
高松		34.19	15.3			
徳島		34.04	15.9			
平均		15.6	11.1	-4.5		
33.00 - 33.99	下関	33.57	15.8			
	福岡	33.35	16.2			
	佐賀	33.16	16.1			
	大分	33.14	15.7			
	松山	33.50	15.8			
	高知	33.34	16.4			
平均		16.0	11.3	-4.7		
32.00 - 32.99	長崎	32.40	16.7			
	熊本	32.49	16.2			
	福江	32.42	16.3			
	清水	32.43	17.7			
平均		16.7	13.2	-3.5		
31.00 - 31.99	鹿児島	31.33	17.6			
	宮崎	31.55	17.0			
	平均		17.3	13.5	-3.8	
平均					-8.0	

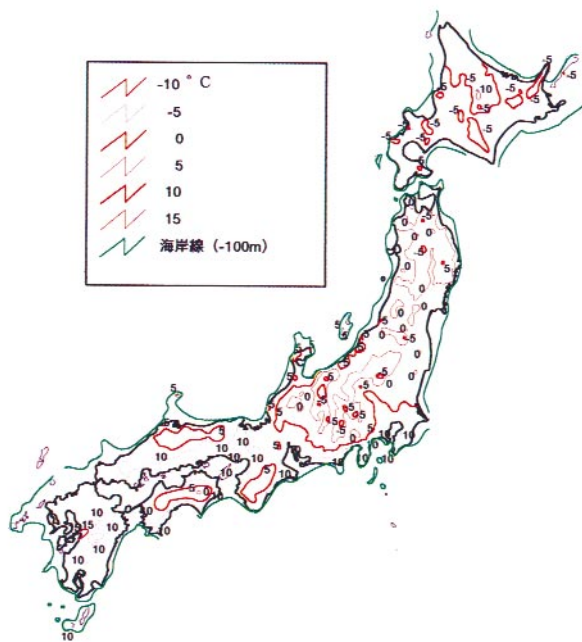


図 4 最終氷期最寒冷期の年平均気温と海岸線

が北方でより強く現れることは、現在の温暖化による気温変化予測¹⁰⁾と一致している。

3.5 海岸線位置

最終氷期最寒冷期(酸素同位体ステージ2)の海水準については、現在より約100m低いとする意見が多い。藤井¹¹⁾は立山亜氷期の古地理図の海陸の境を水深100m等深線に沿って描いている。北川¹²⁾は石狩海岸平野の地下-65m付近に最寒冷期河川堆積物が存在すること、石狩湾の水深83~85mに最寒冷期泥炭が存在すること及び石狩湾浅海地形図に見られる溺れ谷の水深から、北海道のこの時期の海面低下量を約100mと見積もっている。松島・前田¹³⁾も海面低下量を約100mとしている。

以上から、本研究では、最終氷期最寒冷期の海面は現在より100m低下していたとみなし、現在の水深-100mの等深線を当時の海岸線として、図4に示した。

3.6 永久凍土の厚さ

永久凍土は、連続的永久凍土とその南側に分布する不連続的永久凍土がある。過去に存在した、両者の分布を区別することは困難であるため、ここでは両者を一括して取り扱う。

永久凍土が分布するロシア東部、アラスカ、カナダ及び季節的凍土の分布する日本の計27地点における、現在の永久凍土の厚さと年平均気温データ^{14)~17)}から、両者の関係を検討した。横軸に年平均気温を、縦軸に凍土の厚さを取り、両者の関係を図5に示す。

これらのデータの中で、カナダの現在の永久凍土の厚さは、最終氷期に厚い氷床に覆われていたため、現在の年平均気温をそのまま反映していないと判断される。カナダのデータを除外した、年平均気温 x ()と凍土の厚さ y (m)の近似式は次のとおりである。

$$y = 8.6807e^{-0.3281x} \dots\dots$$

寄与率(R^2)は0.9175であり、年平均気温と凍土の厚さは相関が高いといえる。

図4から求めた年平均気温と式から、最終氷期最寒冷期の日本各地における永久凍土の厚さを求め、図6に10mごとの等厚線として図示した。

3.7 永久凍土の分布

年平均気温から求めた最終氷期最寒冷期の永久凍土は、北海道の全域及び東北地方と中部地方の高山部に分布する(図6)。

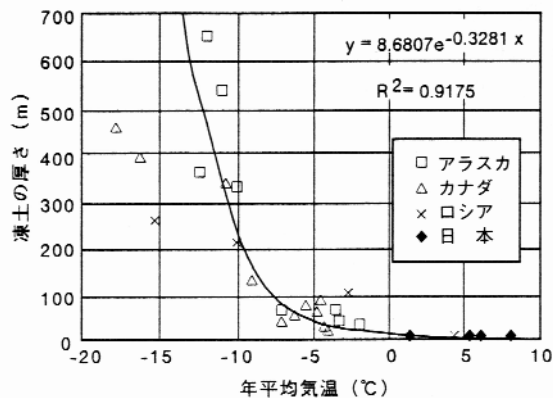


図5 永久凍土の厚さと年平均気温との関係

カナダは最終氷期に厚い氷床に覆われていたため、現在の年平均気温に比べて永久凍土が薄い。回帰式はカナダのデータを除いて作成した。永久凍土の厚さは年平均気温と相関が高い。

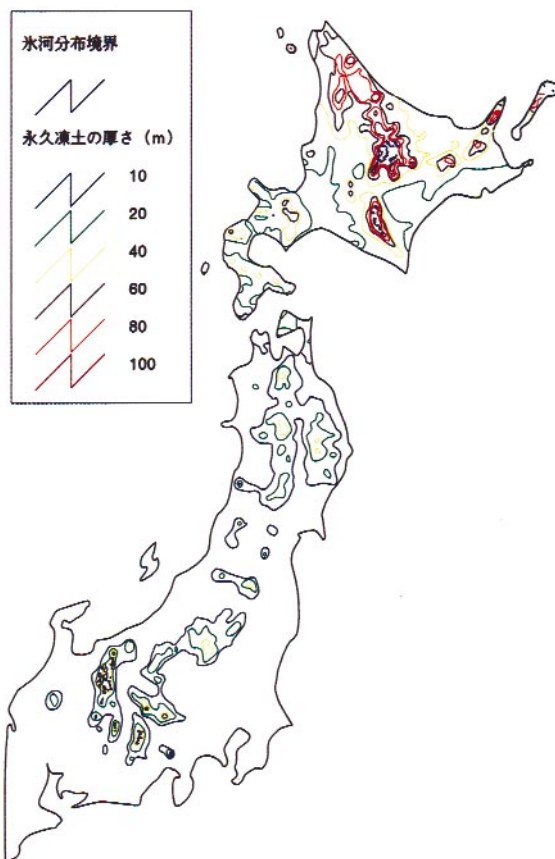


図6 最終氷期最寒冷期の永久凍土の厚さと氷河の分布

図6によれば、永久凍土の厚さは、北海道では平野でも10m以上あり、平地では稚内付近が最も厚く60mに達し、高山部では大雪山系で100m以上に達する。東北地方では北上山地と奥羽山脈で最大40mの厚さがある。一方、中部地方では飛騨

山脈、木曾山脈及び赤石山脈に最大60mの厚さの永久凍土が分布したと推定される。

永久凍土の厚さは気温のほかに、地域的な岩石物性や地殻熱流量の違いにより影響を受けると考えられる。現在の地殻熱流量は、北海道の場合、日高山脈付近の1.0HFU（地殻熱流量： $= 10^{-6}$ cal/cm²s）から支笏・洞爺地域の2.5HFUと大きな違いがある。

3.8 氷河の位置

Ono¹⁸⁾によれば、最終氷期の日本における山岳氷河は、対馬暖流が日本海に流入していた最終氷期前半（約6～4万年前）に最も拡大した。一方、最終氷期後半（約4～1万年前）は海面低下によって対馬暖流の流入が阻止されたため、降水（雪）量が著しく減少し、氷河の広がりには小さかった。最終氷期後半の最寒冷期の山岳氷河の痕跡は、日高山脈や北・中央・南アルプスにカール地形として残されている。カール底は、氷河における蓄積域と消耗域の境にほぼ相当し、当時の雪線の位置に当たる。ここでは、カール底の標高を当時の山岳氷河の末端とみなす。

主な氷河地域のカール底の標高は、山下¹⁹⁾、小嶋²⁰⁾、伊藤²¹⁾等から見積った。横軸に緯度を、縦軸にカール底の標高を取り、日高山脈、飛騨山脈、木曾山脈及び赤石山脈の4地域のデータを図7に示す。カール底の標高y(m)と緯度x(°)の関係は以下の式で近似される。

$$y = -151.25x + 8062.7 \quad \dots\dots$$

式を使い、最終氷期最寒冷期におけるカール底の標高を計算し、氷河の分布を図6に示した。

日本の山岳地域における氷河の分布は、化石氷河地形の分布からも、北海道並びに中部地方の高山にのみ分布していたと考えられる。

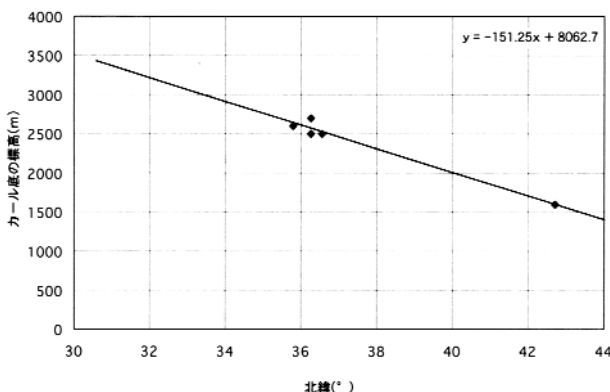


図7 カール底の標高と緯度との関係

6. 降水量

6.1 降水量のデータ収集

最終氷期最寒冷期の降水量を推定するため、国内外の学術文献をJICSTを利用して収集した。データの推定精度や信頼性などを考慮し、1980年以降に公表された、降水量の数値が記載されている文献^{22)~25)}について一覧表にまとめた(表3)。

降水量の推定値が示されているのは、北海道、日本海側及び中日本気候区についてのみであり、他の地域については皆無である。推定値がある北海道、日本海側及び中日本気候区についても、データの数が少なく、また個々の推定値の幅も大きいことから、降水量の変動状況を詳細に論じることが困難である。

6.2 降水量の変動状況

花粉化石などによる推定値がある北海道、日本海側及び中日本気候区における降水量の変動を図8に示す。降水量変動図の横軸には年代を、縦軸には降水量(mm)をとり、各気候区における現在の降水量平年値をあわせて示した。

図8によれば、1万数千年前までの最終氷期では、すべての気候区において現在の降水量平年値と比して少なく、現在の5～7割程度に減少していたと考えられる。特に日本海側気候区では、最終氷期における降水量と現在の降水量との差が最も大きくなっている。

こうした最終氷期における降水量低下の原因としては、氷期に台風の来襲頻度が低下したこと^{26), 27)}や、海水準の低下や凍結によって日本海の海水面の面積が減少し、水蒸気の供給量が少なくなったことによる冬季降雪量の減少^{28)~31)}等があげられる。

表3 降水量推定値一覧表

年代(y. B. P.)	気候帯区分	年平均降水量	手法	対象地域	備考	文献(文献番号)
~80,000-20,000	北海道 日本海側 中日本	~1000mm	花粉・ 放散虫	本州中部 本州北部太平洋岸 北海道	-	Heusser (1985) ²²⁾
~10,000-4,000	北海道 日本海側 中日本	1200mm より多い	花粉・ 放散虫	本州中部 本州北部太平洋岸 北海道	無氷河時代 に関して	Tsukada (1983) ²³⁾
最終氷期 (ca.20,000?)	日本海側	1050~ 1200mm程度	花粉	日本海沿岸 (山陰北陸)	-	Tsukada (1983) ²³⁾
最終氷期 (ca.20,000?)	中日本	1100~ 1300mm程度	花粉	西南日本太平洋側	-	Tsukada (1986) ²⁴⁾
25,000-15,000	日本海側	1200mm	花粉	日本	-	Tsukada (1986) ²⁴⁾
25,000-15,000	中日本/ 太平洋南岸	1300mm	花粉	日本	-	Tsukada (1986) ²⁴⁾
25,000-15,000	日本海側	1000~ 1350mm	花粉	若狭地域	スギの生育 限界条件	塚田 (1987) ²⁵⁾

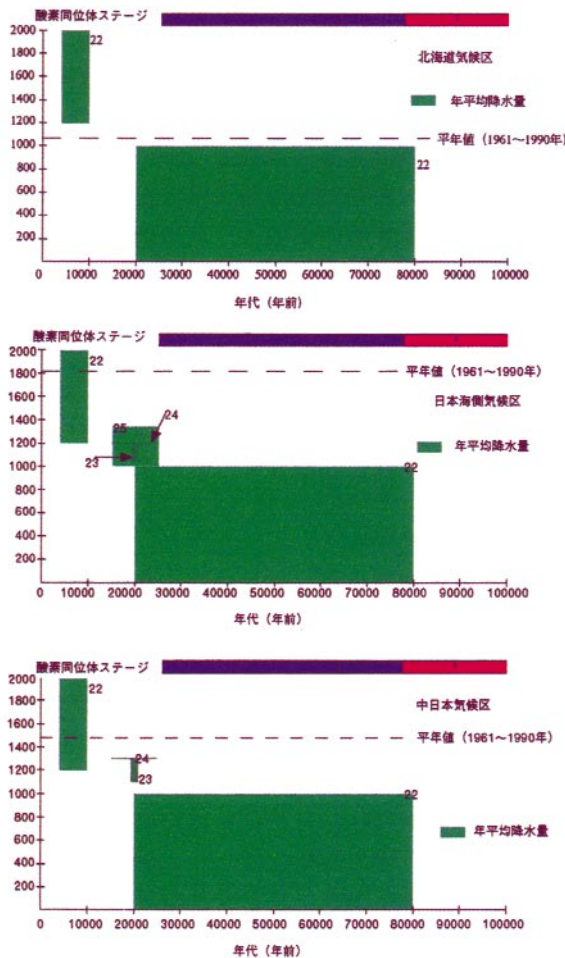


図8 日本における過去10万年間の年平均降水量の変動（図中の数字は文献番号）

7. シミュレーションによる永久凍土形成深度の推定

7.1 数値シミュレーションの手法

気候条件が寒冷化に向かう場合の永久凍土の成長について数値シミュレーションを行った。シミュレーションに用いたモデルは、土壌を鉛直一次元の熱伝導問題として扱ったもので、地表面温度を徐々に低下させた時の土中温度分布の時間変化を計算するものである。条件としては、地中の熱は熱伝導によってのみ伝わるとし、土壌水分ないしは他の物質の移動による熱輸送は考慮しない。したがって、シミュレーションの基本方程式は以下の熱伝導方程式となる。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \dots\dots$$

ただし、Tは温度、tは時間、xは座標軸（鉛直下方を正）、κは熱拡散率である。熱拡散率は未凍土（unfrozen）と凍土（frozen）の場合それぞ

れ異なった値（κ_u、κ_f）を示す。

計算上で想定した地形条件としては北海道の平野部の丘陵地とし、地下構造は、上位より、表層堆積層、砂礫層及び基盤岩層の3層構造を仮定した（図9）。各層に対し、土質調査で得られた実測の熱伝導率を与えた。この際、凍土と未凍土での熱伝導率の違いを考慮するため、土壌温度が零度未満が否かによって分け、該当する熱伝導率を与えた（図9）。土壌水分は、表層堆積層及び砂礫層については20%、基盤岩中では水分量が少ないと仮定し2%とした。また、凍結・融解の際の潜熱は、仲山³²⁾で示された温度回復法にしたがってモデルに組み込んだ。この方法の利点は、凍結面を挟んでの熱量の釣り合いが成立しているため、凍結面の位置を正しく再現できることにある。本モデルは、基本方程式を時間積分する手法として、斎藤³³⁾に示された時空間多点前進差分法（MAB法）を用いており、前進差分法の一つであることから、空間グリッドを小さくするとその分時間刻みを小さくする必要がある。ここではモデルの空間グリッドは1m、時間刻みは1日とした。

地殻熱流量は一定とみなせることから、地表から地下に向かって一定の温度勾配が実現される。したがって、初期条件として計算開始時の地表面温度と平衡な温度分布を与えた。ここから、地表温度を変えていった時の土中温度の変化を計算していくことになる。

計算の境界条件は、モデルの上端（地表面）で温度を時間の関数として与え、下端で地殻熱流量を与えた。図9に示したケースにおいて地表面の年平

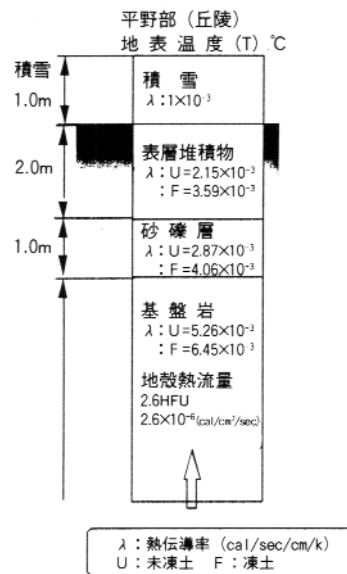


図9 解析における地盤及び積雪の条件

均温度は、計算開始時の7 から1万年後に-7へ低下(1万年間に14 低下)し、それ以後-7で一定とした。気温の季節変化は、年平均気温を中心とし、夏と冬の気温差を29 としたsinカーブ状の変化を仮定した。また、地殻熱流量は現在の北海道上川地域の実測値(2.6HFU)^{32), 34)}で一定であるととした。

冬季の積雪は、熱伝導率の低い層を一時的に上乘せする形で考慮した。降雪日を指定することで積雪開始時期を決め、地表温度が零度を上回った時点で雪が消えるとした。積雪による低熱伝導率層の形成は、地表面を通じた地中内部の冷却を妨げるため、土壤凍結の進行を抑制する効果を持つ。ここでは、冬季に1.0mの積雪を仮定した(図9)。

7.2 シミュレーションの結果

シミュレーションの結果を図10に示す。凍結深度の経時変化を図10aに、いくつかのタイムステップでの土中温度分布の経時変化を図10bに示した。図10aには夏季に凍土が地表面から融解する際の、融解深度(活動層厚)も同時に示してある。

今回設定した条件の下では、永久凍土の深度が地表温度と平衡に達するには1万5千年以上を要すると判断できる。

図10bに示した土中温度分布は、各経過時間における最も地表温度が高い夏季のものである。表層付近では温度が上昇して凍土が融解していることが示されている。年平均気温の低下に伴って、地表面の冷却も進み、夏季における融解深度が浅くなり、5千年を経過したあたりからは、夏季に

も凍土が融け残るようになることがわかる。1万年以降の夏季の融解深度はごく表層に限られることも示される。凍結融解を繰り返すのは地表から10m程度の範囲である。

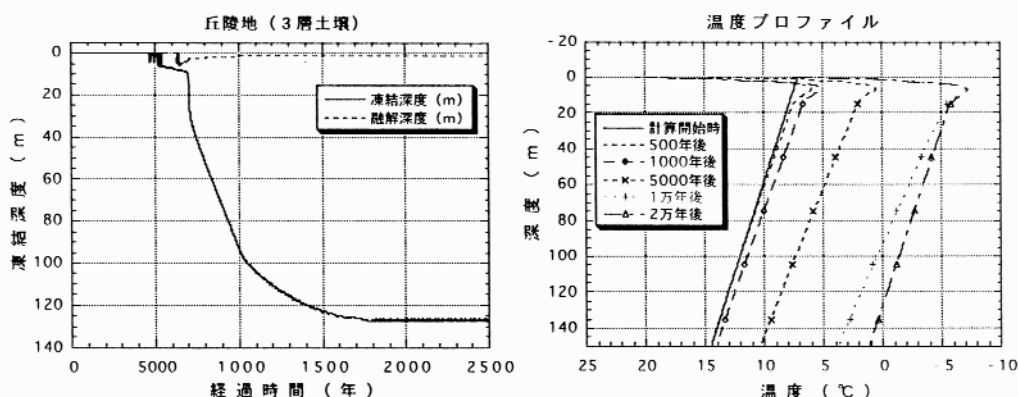
なお、今回の計算では仮定したパラメータのうち、土壤水分と地殻熱流量は本来変わりうるものである。土壤水分の多いケースでの計算では、凍結融解に伴う潜熱発生が大きくなるため、凍結の進行はよりゆっくりとしたものになり、平衡に達するにはさらに時間が要する。また、地殻熱流量が大きければ、やはり凍結の進行は遅くなり、さらに平衡に達したときの凍結面の深さも今回のケースより浅い結果となる。

8. おわりに

約2万年前を中心とする最終氷期最寒冷期の古気候を復元する目的で、主として文献に基づいて、当時の古植生、年平均気温、永久凍土の厚さ、氷河の分布及び降水量を推定した。あわせて永久凍土の形成深度について、モデル計算によるシミュレーションを行った。

古植生の推定は、主として花粉化石データに基づいて当時の植生分布を復元し、最終氷期最寒冷期の古植生図を作成した。当時の日本では、沖縄を除き一般的に針葉樹林が優先していたと推定される。

植生と年平均気温の関係から、当時の年平均気温分布図を作成した。あわせて、当時の海水準低下量からこの時代の海岸線を復元した。その結果、最終氷期最寒冷期の日本列島の年平均気温は現在



(a) : 年平均気温が1万年で14°C低下する場合の永久凍土の成長

(b) : (a)における土中温度分布の経時変化

図10 地表への熱伝導による地下の温度低下の数値シミュレーション結果

積雪条件100cm(12月1日降雪開始)、1万年で7 から-7 まで低下、土壤の体積含水率5%、地盤は含水率20%、地殻熱流量2.6HFU。「融解深度」は、夏季に融解し冬季に凍結する層で、凍結・融解の繰り返しによる岩盤の風化が起こる。結果の出力時期は8月1日。

よりも 4 ~ 13 (平均8.0) 低く、気温差は北方でより大きかったと推定された。

永久凍土の厚さについては、今回復元した最終氷期最寒冷期の年平均気温との関係から、当時の層厚分布図を作成した。また、山岳地域におけるカールの分布高度から、山岳氷河の分布を求め、図 6 に示した。その結果、氷河は北海道及び中部地方の高山にのみ分布していたと推定された。永久凍土は、北海道の全域及び東北・中部地方の山岳地域に分布し、その厚さは北海道で最大100mに達し、東北・中部地方でそれぞれ40mと60mに達していたと推定された。

数値モデル計算による永久凍土の形成深度シミュレーションにおいては、温度低下率、気温の季節変化、地下構造、土壌水分量、地殻熱流量等の条件に多くの仮定をおいた。北海道を事例に、年平均気温が1万年間で14 低下し、その後 - 7 で一定だったとした場合、地表温度と永久凍土の深度が平衡になるのは1万5千年後で永久凍土の厚さは130mとの計算結果が得られた。

降水量については、文献数が少ないながらも、北海道、日本海側及び中日本では、最終氷期最寒冷期には現在の5 ~ 7 割に低下したことが報告されており、特に日本海側での降水量の低さが示されている。これは、氷期における台風襲来数の減少や、日本海の狭小化による冬季の降雪量の減少が原因と考えられる。

参考文献

- Emiliani, C.: The cause of the ice ages. *Earth and Planetary Science Letters*, VOL.37, p.349-352 (1978).
- 吉良龍夫: 日本の森林帯, 社団法人林業技術協会, 42p., (1949).
- 野上道男, 大場秀章: 暖かさの指数から見た日本の植生, *科学*, VOL.61, NO.1, p.36-49 (1991).
- 上山春平: 照葉樹林文化, 中公新書, (1969).
- 沼田 真・岩瀬 徹: 日本の植生, 朝倉書店, p.175 (1975).
- 安田喜憲, 成田健一: 日本列島における最終氷期以降の植生変遷図復元への一資料, *地理学評論*, VOL.54, NO.7, p.369-381 (1981).
- 小野有五: 北の陸橋, *第四紀研究*, VOL.29, NO.3, p.183-192 (1993).
- 三浦英樹, 平川一臣: 北海道北・東部における化石凍結割れ目構造の期限, *地学雑誌*, VOL.104, NO.2, p.189-224 (1995).
- 安田喜憲: 気候と文明の盛衰, 朝倉書店, p.358 (1990).
- 田中正之: 読売科学選書 - 温暖化する地球 -, 第2版, 読売新聞社, (1993).
- 藤井昭二: 日本海沿岸の更新世以降の古環境の変遷 - 第四紀研究, VOL.29, NO.3, p.173-182 (1990).
- 北川芳夫: 更新世の気候変遷と海水準変化, 日本の地質。北海道地方, 共立出版, p.243-244 (1990).
- 松島義章, 前田保夫: 先史時代の自然環境 - 縄文時代の自然史、考古学シリーズ21, 東京美術, p.138 (1985).
- 地形学辞典編集委員会: 地形学辞典, 二宮書店, (1981).
- 松本 良, 奥田義久, 青木 豊: メタンハイドレート 21世紀の巨大天然ガス資源, 日経サイエンス, p.253 (1994).
- 福田正巳, 香内 晃, 高橋修平: 極地の科学 地球環境センサーからの警告, 北海道大学図書刊行会, p.179 (1997).
- 近堂祐弘, 野川 潔, 右谷征靖, 瀨川秀良: 十勝三俣の永久凍土, *地団研専報*, VOL.22, p.335-341 (1978).
- Ono, Y.: Last Glacial Paleoclimate Reconstructed from Glacial and Periglacial Landforms in Japan, *Geographical Review of Japan*, VOL.57, p.87-100 (1984).
- 山下 昇: 氷河遺跡, 日本の地質 5 中部地方 (日本の地質「中部地方」編集委員会編), 共立出版, p.160-162 (1988).
- 小嶋 尚: 山地・氷河、日本第四紀地図解説 (日本第四紀学会編), 東京大学出版会, p.39-46 (1987).
- 伊藤真人: 北アルプス南部, 蒲田川, 左俣谷の氷河地形, *地学雑誌*, VOL.91, NO.2, p.88-103 (1982).
- Heusser, L.E. and Morley, J.J.: Pollen and radiolarian records from deep-sea core RC14-103: Climatic reconstructions of Northeast Japan and Northwest Pacific for the last 90,000 years. *Quaternary Research*, VOL.24, p.60-72 (1985).
- Tsukada, M.: Vegetation and climate during the last glacial maximum in Japan. *Quaternary Research*, VOL.19, p.212-235 (1983).
- Tsukada, M.: Vegetation in prehistoric Japan: the last 20,000 years. *Windows on the Japanese past: studies in archeology and prehistory.* (ed. R. J. Pearson), p.11-56. Univ. Michigan, Ann. Arbor, (1986).
- 塚田松雄: 第四紀後期の植生変遷史. 「日本植生誌 東北」(宮脇昭編), 至文堂, p.93-126 (1987).
- 貝塚爽平: Wurm氷期における日本の植生分布とそれに関する問題, *第四紀研究*, VOL.2, p.159-160 (1962).
- Sugai, T.: River terrace development by concurrent fluival processes and climatic changes, *Geomorphology*, VOL.6, p.243-252 (1992).
- 大場忠道, 木村明雄, 加藤道雄, 北里 洋, 小泉 格, 酒井富三郎, 高山俊明, 溝田智俊: 古環境変遷史、月刊地球, NO.63, p.571-575 (1984).
- 安田喜憲: 最終氷期の気候変動と日本の旧石器時代 - 花粉化石から見た -, *地学雑誌*, VOL.94, p.586-594 (1985).
- 矢野牧夫: 北海道の古植生, 「伊藤浩司編 北海道の植生」, 北海道大学図書刊行会, p.283-331 (1987).
- Ono, Y. and Naruse, T.: Snowline elevation and eolian dust flux in the Japanese Islands during Isotope stages 2 and 4, *Quaternary International*, VOL.37, p.45-54 (1997).
- 仲山智子: 北海道・大雪山における最終氷期移行の永久凍土の厚さの変化の推定, 雪氷, VOL.57, p.125-132 (1995).
- 斎藤武雄: 数値伝熱学, 養賢堂, (1986).
- 新エネルギー産業総合開発機構: 地熱開発促進調査報告, NO.16, 上川地域, 総合解析, p.932-1022 (1989).

