

最終氷期のグローバルな氷床量変動と人類の移動

横 山 祐 典*

Global Ice Volume during the Last Glacial and Human Migrations

Yusuke YOKOYAMA *

Abstract

Global ice volume during the last glacial stage was obtained using geological observations from the sites located away from the former glaciated regions. The advantage using such records is that the area has been less influenced from the readjustments of the crust due to glacial isostasy. However the effect is still not negligible in those areas and hence it is required to correct sea-level records for both glacio- and hydro-isostatic effect to extract past global ice volume information. The record shows progressive growth of global ice volume since the end of the Last Interglacial. Rapid fluctuations of the volume were also observed during the last ice age corresponding to the Heinrich events observed in the North Atlantic ocean as well as Dansgaard-Oeschger events seen in the Greenland Ice cores. The Last Glacial Maximum was ranged between 30,000 years ago to 19,000 years ago and ended by the rapid disintegration of the ice volume that corresponding to decrease of the *ca.* 10 m of ice-volume equivalent sea-level. Gradual sea-level rise was seen during the late glacial stage, except the time known as melt-water pulse 1a in the Barbados coral, but other catastrophic rises were not found in the records. Main phase of deglaciation was ended until *ca.* 7000 years ago, yet slight decrease in ice volume equivalent to the 3 m global sea-level has been occurred since then. Sea-level change namely global ice volume fluctuations had been played as major role for human migration from Africa to the other parts of the world during the last ice age. Therefore studies on coastline changes will provide an useful information for the research on spatial and temporal histories of past human life styles.

Key words: Sea-level change, Ice age, Ice volume, isostasy, land bridge, human evolution

キーワード: 海面変動, 氷河期, 氷床量, アイススタシー, 陸橋, 人類の移動

I. はじめに

人類進化の上で重要な期間を含む最終氷期(約125,000年前から10,000年前)は、高緯度に大規模な氷床が存在していたため、その変動を直接的

に表すことのできる海面変動の研究は、過去の気候変動および環境変動を復元する上で非常に重要な役割を果たす。特に過去50,000年間は1,000年スケールの急激な気候変動が引き起こされており、それらが人類の居住環境や進化に大きな影響を及

* ローレンスリバモア米国立研究所地球惑星物理学研究部 / 東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻

* IGPP, Lawrence Livermore National Laboratory / Earth and Planetary System Science Group, Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, University of Tokyo

ばしたであろうことは、想像に難くない。そのような気候変動に伴って、10–15 m という大規模な海面変化が引き起こされたこともわかってきており（例えば、Yokoyama *et al.*, 2001a; Chappell, 2002）、海岸線の急激な移動と気候変動によって人類の生活環境も度々大きな変化を受けたと考えられる。

アフリカに起源をもつとされる現在の人類の祖先がどのくらいのスピードで世界に広がっていったかという問題は、人類学的、考古学的に非常に重要な問題である（例えば、Huang *et al.*, 1996; Gabunia *et al.*, 2000）。ヒマラヤ–アルプスなどの険しい山脈やそれにおける氷期の寒冷な気候、そして中高緯度に存在した大規模な氷床は、それ自体が地理的なバリアーとなり、人類の拡大に制約を与えていたと考えられる。また暖かい熱帯域、例えば現在の南シナ海の島々においては、海面変動がもっとも大きな地理的なバリアーとして存在していたと思われる。ウォーレス線はバリとロンボク、ボルネオとセレベスの間に引かれた生物地理学的な境界線であるが、このラインを境に、現在の東南アジアの南シナ海における島々とアジア大陸、オーストラレーシアにおける生物地理学的な分布は非常に大きな違いが認められ、そこに存在する「海」という地理学的なバリアーが、生物の分布に非常に大きな影響を与えてきたことがわかる。恐らく *Homo erectus* はこの地理学的なバリアーのため、ウォーレス線を越えオーストラレーシアに広がることはできなかったと考えられている（Morwood, 2001）。

このように海面変動は過去の環境変動を考察する上で重要な役割をもつが、世界各地で観測される観測値をそのまま用いて氷床量の変動を復元することはできない。約 2,000–3,000 m の厚さに達したとされる最終氷期の氷床の荷重やそれが融け出して増えた海水の荷重によるアイソスタシーの効果を差し引く必要がある。

地球表層の荷重に対する固体地球のレスポンスのパラメータをモデル化し、主に氷床からの距離によって変化する海面変動の観測値からアイソスタシーの影響を取り除いて氷床量に変換するため、

その影響がもっとも小さい Far-field の観測値を採用する必要がある（以下参照）。

本論文では、まず海面変動の数式化された定義などに触れ、観測される海面変化の地理学的な分布の違いやその意味等に触れる。つぎに公表されている最終氷期の海面変動観測値の代表的なものを紹介し、Yokoyama *et al.* (2001a) や Lamberck *et al.* (2002) に基づき、それらの再考察を行い、ローカルな平均海面変動の変化曲線を求める。それらのデータを Glacio-hydro-isostasy のモデリング（以下を参照）を用いて氷床量変動の復元をし、最後に海面変動と人類の移動との関係等について簡単に触れることとする。

II. 海面変化と氷床荷重–海水荷重変動に伴うアイソスタシーのモデリング

陸域の氷床が融けると融氷水が海洋に流れ込み海面が上昇する。一方、大陸氷床が拡大すると海面が低下する。しかし、その海面変化の観測値には地域性があり、主に氷床からの距離によって変化する。それは、地球表層にかかる氷および水の荷重が時間とともに変化するためであり、また地球表層の海洋と氷床の重力ポテンシャルが変化するためである。これらが海面変動に与える影響を Glacio-hydro-isostasy（氷床および海水荷重によるアイソスタシー）という。

海面変化 $\Delta \zeta_{\text{esl}}(t)$ が陸域氷床の体積 V_i の変化と連動して引き起こされるとすると、以下のような式で表すことができる。

$$\Delta \zeta_{\text{esl}}(t) = - \frac{\rho_i}{\rho_o} \int \frac{1}{A(t)} \frac{dV_i}{dt} dt \quad (1)$$

ここで、 $A(t)$ は海洋表面積であり、 ρ_i , ρ_o はそれぞれ氷と海水の平均密度を表す。 $\Delta \zeta_{\text{esl}}(t)$ を ice-volume-equivalent sea-level (esl: 氷床量相当海面変動) という。(1) 式において、海洋体積を変動させる他の要因がない場合、広く用いられている“ユースタティック海面変動”は、esl と等しくなる。この場合の「陸域氷床」とは、大陸棚などに位置し、海底に着底しているものも含むが、

海氷などは除く。

テクトニックに安定な地域での相対的海面高度 (rsl: relative sea-level 相対的海面変動) は次のような式によって表される

$$\Delta \zeta_{rs}(\varphi, t) = \Delta \zeta_{es}(t) + \Delta \zeta(\varphi, t) + \Delta \zeta_i(\varphi, t) \quad (2)$$

ここで、 $\Delta \zeta_{es}$ はある時間 t 場所 φ における海面の高さの変化を表し、 $\Delta \zeta_i$ は glacio-isostasy、そして $\Delta \zeta_w$ は hydro-isostasy による海面変化への効果を表している。当時の水深は以下のように表される

$$h(\varphi, t) = h(\varphi, t_0) - \Delta \zeta_{rs}(\varphi, t) \quad (3)$$

ここで $h(\varphi, t_0)$ は、現在 (t_0) の地点 φ における水深を表す。例えば過去の海岸線を復元する際は、 $h(\varphi, t) = 0$ の地点を結び線を求めることになる。

海面変動の観測値 ($\Delta \zeta_{rs}$) は、旧氷床地域との位置関係によって、主に 4 つのタイプに分けられる。一つ目は旧氷床域で観測されるタイプで、この地域は取り去られた氷床荷重の緩和による $\Delta \zeta_i$ の効果が大きく、大陸氷床の融解によって海洋体積が増大するスピードよりも早く地殻が隆起しているため、LGM (Last Glacial Maximum 最終氷期最盛期: 約 30,000–19,000 年前) から現在にかけてほぼ一様に海面が下がっていく傾向をとる。旧氷床域の北米ハドソン湾などで、このタイプの観測値が認められる (図 1D)。これに対して旧氷床域の縁辺は、旧氷床域の中心部よりも隆起量は少ない。そして融氷期の初めは依然として $\Delta \zeta_i$ の影響が大きい、その後 $\Delta \zeta_{es}$ の影響が強く現れてくる場所である。ノルウェーの Andøya などで見られるのがこのタイプである (図 1B)。

さらに離れると Intermediate-field と呼ばれる地域になり、ここでは $\Delta \zeta_i$ の効果よりも $\Delta \zeta_{es}$ の影響の方が上回る。しかし、依然として $\Delta \zeta_i$ の効果は無視できない大きさである。大陸氷床はその拡大期に、自らの荷重により地殻を押し下げ、直下のマントル物質を他の地域に送り出し、緩やか

な地殻の高まり (バルジ) を形成する。これに対して氷床の縮小期には、これらのバルジは沈降して最終的には消滅する。このことは rsl の変化としても確認できる。図 1A にあるように Intermediate-field では、融氷期の初期には $\Delta \zeta_{es}$ の影響により急激な海面上昇が起きるが、氷床の融解が終了した後はゆっくりとした上昇に転じる。イングランド南西部から得られたデータがこのことを記録しており、LGM 以降の海面高度の中で、現在の相対的海面が一番高い (図 1A)。

そしてもう一つが、旧氷床域から十分に離れた Far-field と呼ばれる地域であり、 $\Delta \zeta_i$ は Near-field のそれにくらべて極めて小さく、融氷期の相対的な海面変化は $\Delta \zeta_{es}$ の影響を非常に大きく受ける地域である (図 1E, G)。ここでの地殻の主な変形は、氷床が融解した後、増加した海水の過重により海底が圧されて引き起こされる hydro-isostasy ($\Delta \zeta_w$) によるものである。この地域は、氷床融解終了後、 $\Delta \zeta_w$ によるゆっくりとした隆起が起こるため、緩やかな海面の低下によって特徴付けられる (図 1C)。つまり、氷床量の拡大がなくとも、相対的海面は下がっていくのである。ここでは、氷床の融解がほぼ終了した約 7,000 年前の海面の指標が、現海面より高いところに存在することになる。これを Mid-Holocene High stand (HHS 完新世中期高海水準: 約 7,000 年前) というが (図 1C)、この HHS の高さは、観測地の海岸線からの距離や地球内部の粘性構造の違いに大きく左右されるために、場所によって大きく異なる。そのため、系統的な HHS の観測データを使って、マントルの粘性構造を見積もることが可能となる (Yokoyama *et al.*, 1996)。以上述べてきたこれらの 4 つの地域で、過去の氷床量の変動を詳しく見積もるために利用することができるのは、 $\Delta \zeta_i$ の効果が少ない Far-field の観測データである。そこで以下に、これまで報告されている Far-field の観測値を紹介し、データの再考察を行った上で最終氷期の氷床量変動を復元することにする。

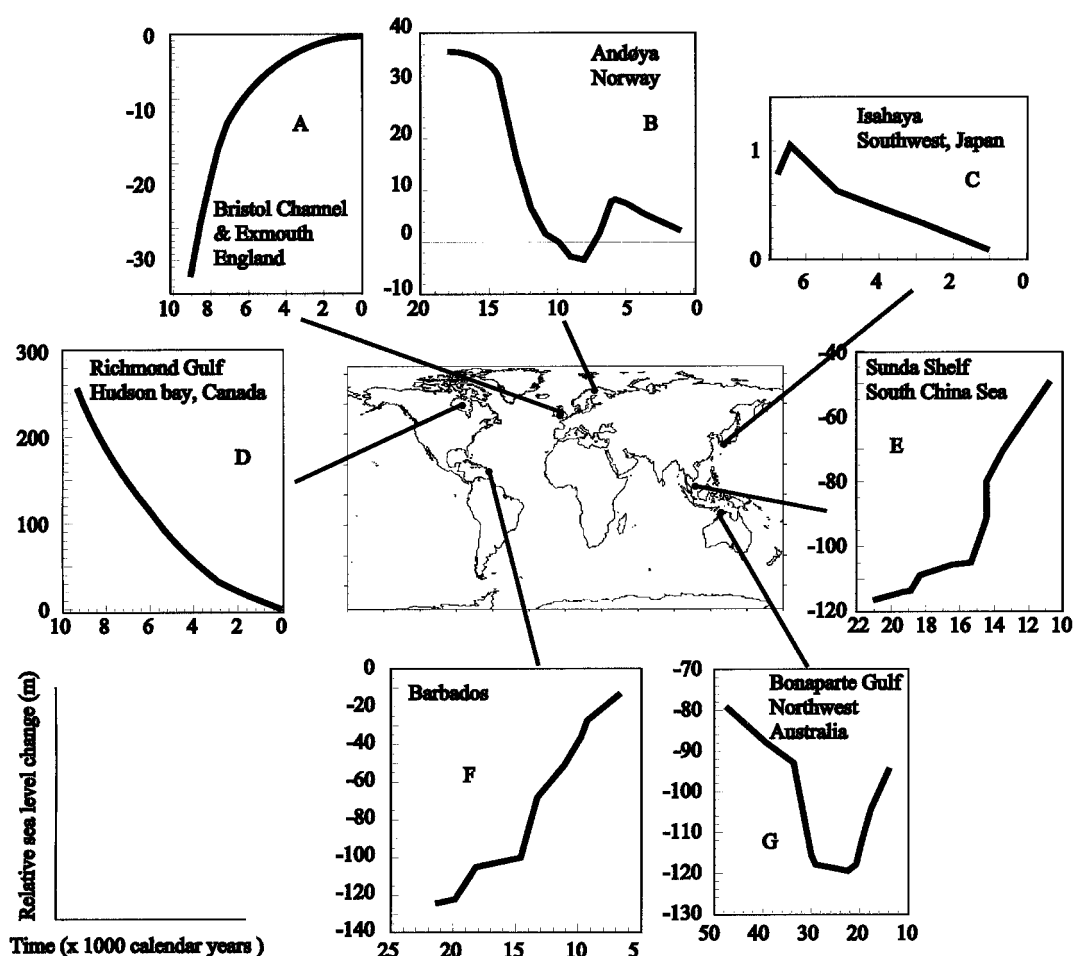


図 1 世界各地の海面変動の観測値。

旧氷床域では間氷期にかけて氷床荷重が取り去られたことによるリバウンドによって、急激に隆起しており (D), その縁辺域ではその効果が比較的小さくなるものの、まだ隆起量は大きい (B)。さらに離れると、現在の海面が一番高くあらわれる地域である Intermediate field が存在する (A, F)。旧氷床域から十分に離れた地域を Far-field と呼び、オーストラリアや日本などがそれにあたる (C, E, G)。この地域の海面変動の特徴は、氷床荷重によるアイソスタシーの効果が少ないことと、完新世中期に見られる Mid-Holocene high stand (HHS) である (C)。みかけ上現在より海面が高かったこの時期は、海水量が増えたわけではなく、地殻の地球表層荷重の変化に対する緩和時間に起因し、その反応のずれによって引き起こされる。

Fig. 1 Schematic diagram of relative sea-level for different parts of the world. Shapes of curves are different depending on the glacio-hydro-isostatic effect.

III . 海面変動の観測値

世界の異なる地域で得られた、過去の海面変動の情報は、4つの点を考慮されて初めてお互いに比較することができる。第一点目は年代であるが、U-Th 年代測定で求められたものは、暦年代でその

まま使用できるものの、放射性炭素年代測定によるものは、過去の大気中の ^{14}C の安定炭素同位体に対する割合が、現在とは異なっていたため (例えば、Yokoyama *et al.*, 2000a) 補正プログラムを用いて暦年代変換する必要がある (Bard *et al.*, 1998; Stuiver *et al.*, 1998)。本研究では、Calib

4.0の補正プログラム(Stuiver *et al.*, 1998)と、古い年代に関しては、サンゴの U-Th 年代と ^{14}C 年代を用いて導かれた近似式(Bard *et al.*, 1998)を使って暦年代を求めた。第二点目は、平均海面の求め方である。すべての観測値は、生息水深を考慮した上で、平均海面の値に補正した。例えばサンゴの *Acropora palmata* は、現在のカリブ海において水深 5 m に生息する種であるとされているが、この場合、サンゴの棲息深度を考慮に入れ、観測値からくる誤差を ± 2.5 m とした。第三点目は垂直方向のテクトニックな変動に関する補正である。観測地点がテクトニックな隆起域、および沈降域である場合、ほとんどの場合、最終間氷期(Marine Isotope Stage 5e)の汀線、または中期完新世の汀線を使って変動量を考慮している。かつての海面の指標とその形成年代を使えば、長期的な地殻変動量を見積もることができるからである。最後にアイソスタシーの補正である。式(2)のアイソスタシー補正の項($\Delta \zeta_i + \Delta \zeta_w$)は、eslを求める際に必要で、far-fieldの地点での最終氷期最盛期の値は、観測値のおおよそ 10–15%にあたる。

IV. Far-field の観測値

1) オーストラリア ボナパート湾

北部オーストラリアに位置するボナパート湾から得られた堆積物を使ったデータは、Yokoyama *et al.* (2000b, 2001b)などで議論されている。このデータは最終氷期の最大氷床量を正確に見積もった研究例として注目される。世界有数の大陸棚が発達し、テクトニックに比較的安定した北部オーストラリア沖は、グローバルな氷床体積変動のタイミングを決定するのに非常に適したフィールドである(Yokoyama *et al.*, 2000b, 2001b)。採取された堆積物コアには、過去の汀線付近で形成されたと思われる汽水性の堆積物が存在し、その堆積相を過去の海面の指標として用いた。

さらに現在の沿岸域から得られた堆積相を考慮し、LGM 前後の時期の水深を復元した。過去の最低海水準の判定は、前述の汽水性の堆積相のみから判断されたものではなく、その他の堆積シーケンス(つまり海水準が下がっていく場合は、浅海

の相から深海へ、その後、海水準が上昇するに伴い再び、浅海相から深海の相へと変化する「セット」が観測される)も考慮し判定された。

年代測定は一部の大きな二枚貝などのサンプルを除いて、すべて AMS (Accelerator Mass Spectrometry 加速器質量分析器)により行っている。 ^{14}C 年代測定用サンプルのターゲット作成に際しては、年代の古いサンプル専用の真空装置により行い、特に堆積後の 2 次的混入を防ぐため、酸により表面の 50% をクリーニングし、残りのサンプルが年代測定に用いられた。年代測定を行う上でもう一つ問題となるのは、大気中の放射性炭素濃度とサンプルが生息していた海域でのそれとの違いにより生ずるリザーバー効果であるが、すべてのサンプルに関して 400 年のリザーバー効果の補正値を適用している(Yokoyama *et al.*, 2000b)。

2) 南シナ海 スンダ海

東南アジアの沖合にあるスンダ海から得られた海面変化曲線は、ベトナムとマレー半島、それにカリマンタンに挟まれた海域から得られた堆積学的なデータの解析によって、最終氷期から現在の間氷期に移行する過程をとらえている(Hanebuth *et al.*, 2000)。このデータの重要性は、LGM までデータが遡られていることと、バルバドスのサンゴサンプルで得られていない時期のデータが得られているという 2 点である。このデータセットからは堆積物コア中のサンプルが現地性か異地性かを知ることはできないため、古海面の上限および下限を見積もるのは難しいが、本研究において、海面変化の観測値を再考察する際には ± 3 m の値を採用した。Hanebuth *et al.* (2000) では、コアの年代測定は有機物に富んだ堆積物や、マングローブ泥によって行っている。しかし、これらのサンプルを年代測定試料として採用することには、細心の注意を払う必要がある。例えば Raymond and Bauer (2001) は堆積物の年代は川から供給される古い(放射性炭素に乏しい)炭素の影響を受けるため、みかけ上、数百年から数千年古い値を出すと報告している(他に、Chen and Polach, 1986; Chichagova and

Cherkinsky, 1993; Kretschmer *et al.*, 1997; Head and Zhou, 2000)。MWP1a (MWP: Melt Water Pulse: 融氷パルス) のタイミングについて Hanebuth *et al.* (2000) は、バルバドスのサンゴを使って U-Th 年代測定によって得られた値よりも、数百年早い年代を報告している。これについて彼らは、海洋大循環の変化による大気中の ^{14}C の変化を原因としてあげているが、Box モデルによる計算で見えるかぎり、彼らが主張するような年代の違いを、海洋大循環の変化に伴う炭素循環の変動によって生み出すのは不可能である (E. Bard, 私信)。いずれにしろ、年代に関しては、取り扱い際に注意が必要であることは明らかであろう。AMS 年代から暦年代への変換はボナパート湾同様、Calib 4.0 を用いて行われ、本研究でも Hanebuth *et al.* (2000) によって報告された値を採用している。スダ大陸棚のテクトニックな活動は、少なくとも更新世についてはほとんど無視でき、安定地域と言われている (Tjia and Liew, 1996) ため、これに関する補正は行っていない。ベトナム沖のコアについては、メコン川から流出した堆積物の荷重により、沈降作用が引き起こされている可能性も考えられるが、これについても本研究では、考慮に入れていない。

3) パプアニューギニア ヒュオン半島

ヒュオン半島は LGM のサンゴ礁が水深 40 – 60 m に存在すると予測できるように、非常に早い速度で隆起している地域である。シアルムの南東 2 km のクワンブにある完新世の隆起サンゴ礁から得られたボーリングコアは、液体シンチレーション法によって ^{14}C 年代測定 (Chappell and Polach, 1991) が行われると共に、U-Th 年代測定 (Edwards *et al.*, 1993) も行われた。コア中のサンゴは *Porites*, *Acropora*, *Montipora* などであり、それらは現在のヒュオン半島周辺において、ある幅をもった水深に生息する種である。しかしカリブ海で見られるような棲息深度に伴うサンゴの細かなゾーニングは、この地域では適用することができないため、 5 ± 5 m というサンゴサンプルの棲息深度を適用した。

すべてのサンプルの深度はクワンブにおいて得

られたボーリングコアの最上部の高度をゼロとして求められている。この地点での最終間氷期 (LIG: Last Interglacial) のサンゴ礁 (Reef VIIb: Chappell, 1974) は標高 227 m に位置している。テクトニックに安定であれば、最終間氷期の旧汀線は標高 2–4 m に存在するはずである (Stirling *et al.*, 1995) ので、この地域は 1.76 ± 0.05 mm/yr という速度で隆起しているということになる。一方で、完新世中期の海面指標であるサンゴ礁は 13 ± 1 m に存在し、その年代は $6,000 \pm 700$ 年 (Chappell *et al.*, 1996) である。海面はサンゴ礁の高度よりも 1 m 高いところに位置するであろうと考えられることから、オーストラリアの完新世の海面変動を使って求めた地球内部の粘性構造モデルを利用すると (Lambeck and Nakada, 1990)、この地点のテクトニックな変動がないと仮定できる場合、サンゴ礁高度は 1.5 ± 0.5 m に存在するはずであることがわかる。これから、過去 7,000 年間の平均隆起速度は 2.16 ± 0.44 mm/yr と求めることができる。この値は最終間氷期のサンゴ礁高度を使って求めた値よりも精度は低いが、その隆起速度と整合的である。ヒュオン半島は長さ 40 km にわたって、最終間氷期の汀線高度を使った詳細なデータが集められているが、それによると隆起速度は、北西部の 0.7 mm/yr から東部の 3.5 mm/yr と幅がある。中期完新世の汀線高度もこれと同様に北部が低く東部が高いというトレンドが見られ、1,000–2,000 年間という時間スケールからすると、最終間氷期と完新世中期のサンゴ礁高度から求められた値は一致する (Chappell *et al.*, 1996)。海岸線の隆起は、短い時間スケールでは、ゆっくりした上昇ではなく急激なものであるが、更新世後期と完新世について求めた場合、1,000–1,300 年間に一度、1–2 m スケールで隆起する規模である。

この地域の急激な隆起によって、LGM より古いサンゴ礁は海面より上に現れ、これまでにそのような隆起サンゴ礁を使った海面変動に関するいくつかの研究が行われてきた (Chappell, 1974; Chappell and Shackleton, 1986; Chappell *et al.*, 1996; Esat *et al.*, 1999; Yokoyama *et al.*,

2000a, 2001a)。最も最近の研究では、現地の再調査によりサンゴ礁高度を再測定し、U-Th年代測定によってその形成時期が決定された (Chappell *et al.*, 1996; Yokoyama *et al.*, 2000a, 2001a)。さらに、Yokoyama *et al.* (2001a) によって求められた年代はすべて高精度の表面電離型質量分析器 (TIMS: Thermal Ionization Mass Spectrometry 表面電離型質量分析器) を使った U-Th年代測定法を採用し、その結果はそれまでの α -spectrum 法によって導かれた年代とよい一致をみた (Yokoyama *et al.*, 2001a)。

ヒュオン半島における、後期更新世の海面変動のデータの特徴は、ハインリッヒイベントと呼ばれる急激な気候変動を引き起こした高緯度氷床の崩壊に伴う海面上昇を記録していることであり (Yokoyama *et al.*, 2001a)、また、32,000 年前よりも新しい年代を示す段丘が確認されていないことである (Lambeck *et al.*, 2002)。隆起速度最大の Tewai River (3.3–3.5 mm/年) においてもそれは確認されていない。つまりこのことは、32,000 年以降の海面は、現海面に対する水深 70–80 m よりも深かったことを示す。

4) バルバドスおよびそれ以外のカリブ海と西赤道大西洋

カリブ海のバルバドス島の沖で、海底ボーリングによって採取されたサンゴサンプルは、LGM以降の海面変化を示す、もっとも信頼できるデータのの一つである (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990a, b, 1993)。サンプルは異なった水深の数カ所から採取され、その年代は放射性炭素年代測定法と TIMS による U/Th 年代測定法によって決定された。水深の指標となるのは、現在この海域で水深 3–7 m に生息する、ミドリイシ科の *Acropora palmata* というサンゴである (Lighty *et al.*, 1982)。すなわち、これら海面指標サンプルの平均的な棲息深度は 5 ± 2.5 m とすることができ、この値を考慮して *A. palmata* が出現した深度を平均海面高度の情報に変換した。

バルバドス島における LIG のサンゴ礁高度は、標高 60–24 m 以下とばらつきがある (Radtke *et al.*, 1988)。サンゴの沖合における海底ボーリン

グ地点近くの沿岸での LIG サンゴ礁の高度の標高 (約 35 m) と、LIG の年代 124 ± 5 kyr を使い、テクトニックな変動の見積もりを行った。当時の海面高度は世界的に現在より 4 m 高かった (Stirling *et al.*, 1995, 1998) ことを考慮すると、バルバドス付近における隆起速度は約 0.25 ± 0.09 mm/年と求めることが可能である。求められた平均海面高度の誤差は、年代の誤差と沿岸域における LIG サンゴ礁高度の見積もりの幅 ± 10 m も考慮してある。この値は、Fairbanks (1989) が Clermont Nose (約 0.45 mm/年) と Christchurch (約 0.25 mm/年) という二カ所において得られた隆起速度の平均値を採用して求めた 0.34 mm/年という値より小さい。しかしコアが採取された地点は、距離的に後者の方により近いため、Christchurch における LIG 高度を用いる方がより正確であると考えられる。その地点における隆起速度を求めた結果、0.25 mm/年という値が導かれた (Lambeck *et al.*, 2002)。バルバドスにおいて得られた LGM 以降の平均海面変化曲線は、図 2a に示してある。一方でバルバドス以外の海面変化曲線についても、Lighty *et al.* (1982) が 11,000 年前以降についてデータを発表している。用いられたのは同様に *Acropora palmata* である。これまでこれらのデータは、バルバドスの海面変化曲線と一緒に議論されてきた (例えば、Fairbanks, 1989)。しかし、Lighty *et al.* (1982) によって報告された海面変化のデータは、パナマやフロリダなどといった、バルバドスから十分に離れた距離の地域から得られたものである。つまり、これらのデータは各々の地点で、全く異なった Glaciohydro-isostasy の効果を受けていることが十分に予想され、一つの相対的海面変化曲線の図にプロットすることを行うべきではない。図 2b にはバルバドスのデータと分けて、カリブ海諸島やフロリダのデータをプロットしてある。

5) タヒチ

タヒチでは、Papeete 付近から 2 本のボーリングコア (P6 および P7) によって 14,000 年前から約 6,000 年前の年代をカバーするサンゴサンプルが採取され、年代は TIMS による U/Th 年代測定

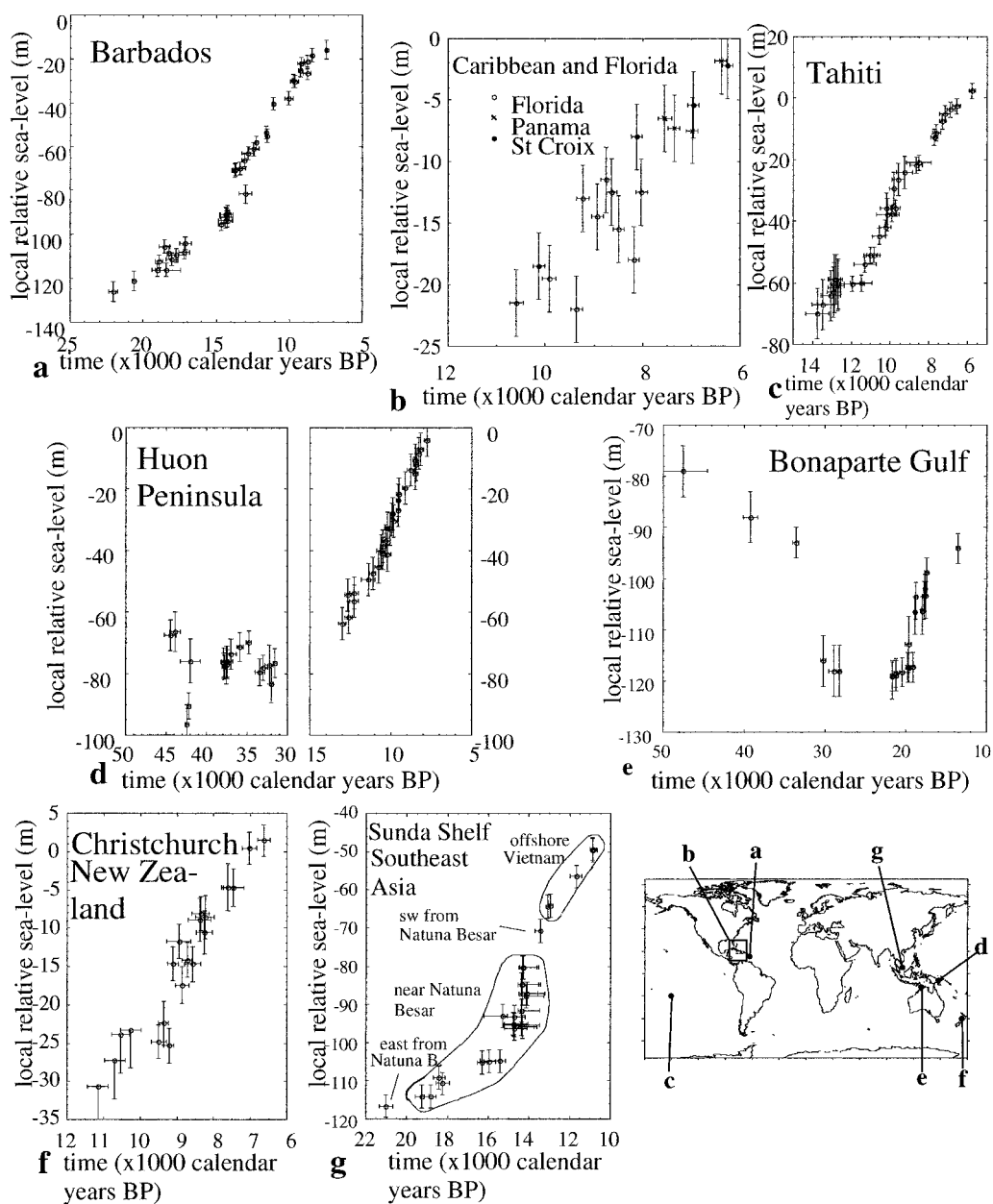


図 2 世界の Far-field および Intermediate field から得られた観測値 .
ここに挙げた 7 地域の観測値は、本研究において Glacio-hydro-isostasy のモデリングを使い氷床量相当海面変動に変換した .

Fig. 2 Observed relative sea-level from 7 different localities.
In b and g, all data are plotted in the same diagram although spatial variations of glacial-hydro-isostatic effects are quite likely influenced for those data.

法によって求められた (Bard *et al.*, 1996; Montaggioni *et al.*, 1997)。海面変化の指標となるものはここでもサンゴであるが、この海域においては、3つのタイプの種組成によって、当時の水深の指標としている。枝状の *Acropora gr. robusta-dunai*, *Pocillopora cf. verrucosa* そして *Hydrolithon onkodes* (APH) は平均海面に対して 4 ± 2 m, テーブル状の *Acropora* の群体は 10 ± 5 m, そしてドーム状の *Porites* の群体を 12 ± 8 m という棲息深度を対応させている (Montaggioni *et al.*, 1997)。例えば P7 コアの最深部である深度約 83 m は、APH であるため当時の海面に対する棲息深度 4 ± 2 m が適用された。

タヒチは、テクトニックな沈降が予想される地域である。その原因の一つは、火山島の荷重による地殻内部ストレスの緩和、もう一つは、地殻の冷却による熱収縮によるものである (例えば、Nakada and Lambeck, 1986)。この地域の火山島の荷重は比較的若く (約 10^6 年のスケール)、他からの荷重に対するこの地域の海洋地殻の緩和時間は恐らく 約 10^7 年のスケールであろうと考えられる (Lambeck and Nakibogulu, 1981)。つまりこのことから、沈降速度は 1 m/10,000 年というゆっくりしたものであると推測される。この値を採用して、サンゴのボーリングコアのデータの補正を行い、相対的海面変化曲線を導いた (図 2c)。Bard *et al.* (1996) ではタヒチの沈降速度を、Pirazzoli and Montaggioni (1986, 1988) が Society 島で求められた、中期完新世のサンゴ礁高度を用いて報告した 0.15 mm/年をもとに 0.2 mm/年という値を採用している。一方、Nakada and Lambeck (1989) が、Society 島と Tuamotu 島について、Glacio-hydro-isostasy の計算値を使って求めたこの地域の沈降速度も 0.1 mm/年であり、Pirazzoli and Montaggioni (1986, 1988) の値はやや大きすぎることが予測される。水面下 25 m 付近に

存在すると思われる、この地域の LIG サンゴ礁の高度と正確な年代を今後決定することができれば、テクトニックな沈降速度に関する正確な値を得ることができるはずである (Lambeck *et al.*, 2002)。

V. 氷河性および海水荷重によるアイソスタシーのモデリング

ローカルに求められた相対的海面変動 ($\Delta \zeta_{rsi}$) から氷床量を求めるには、その地点のアイソスタシーによる効果 ($\Delta \zeta_i + \Delta \zeta_w$) を取り除かなければならない。これは、地球の粘性モデルと氷床変動モデルを用いて求められ、それを $\Delta \zeta_{rsi}$ から差し引き、 $\Delta \zeta_{est}$ とするものである (Nakada and Lambeck, 1989; Lambeck *et al.*, 1998; Yokoyama *et al.*, 2001b など)。

$$\Delta \zeta_{est} = \Delta \zeta_{rsi}^{obs} - (\Delta \zeta_i + \Delta \zeta_w) \quad (4)$$

つまり地球の粘性構造のモデルとして、PREM (Preliminary Reference Earth Model: 地震学的データに基づいた地球内部構造の標準モデル) (Dziewonski and Anderson, 1981) などの地震波によって求められた粘性モデルを元に、相対的海面変動を使って改良された地殻-上部マントル-下部マントルの3層の厚さおよび粘性構造モデルを使う (表 1)。具体的には HHS や、LGM 以降の融氷期の地殻上昇を示す地質学的データなどを使って、上部および下部マントルの粘性率を求める (例えば、Lambeck *et al.*, 1998; Yokoyama *et al.*, 1996)。また、氷床量変動のスタートモデル (アイスモデル) は、深海堆積物から得られた微古生物の酸素同位体比から求められたカーブなどを用い、LGM より古い年代について求められ (Yokoyama, 1999)、一方で LGM より新しい年代および LIG については、サンゴ礁等を用いて現在までに報告された地理/地形学的データを基にし

表 1 地球の粘性構造モデル

地殻の厚さ (km)	上部マントルの粘性 ($\times 10^{20}$ Pa s)	下部マントルの粘性 ($\times 10^{22}$ Pa s)
50-85	1-5	0.5-3

ている。

Far-field から得られた rsl の観測値は $\Delta z_s(\varphi, t)$ の影響により、各々の地点ごとに違いがあることは先に述べた。つまり、観測地点が異なる複数の相対的海面変化のデータを、そのまま一つの図にプロットすることはできない。以下に南シナ海のスダ海とカリブ海のデータについての例を挙げる。ここで用いたアイスモデルは、北米、ヨーロッパそして南極に主な氷床をもつ、Fleming *et al.* (1998) によって復元された esl を用い、地球の粘性構造モデルは E_0 (地殻の厚さ: 65 km, 上部マントル (深度 670 km 以浅) の粘性率: 4×10^{20} Pa s, 下部マントル (深度 670 km 以深) の粘性率: 1×10^{22} Pa s) を採用している。まず第一の例はスダ海であるが (Hanebuth *et al.*, 2000), サンプルの採取地点はベトナム沖の地点 A (コア 18265), Natuna Besar 島近くの地点 B (コア 18308) そして Natuna Besar 島から東へ約 300km の地点 C (コア 18276) である (図 3)。スダ海における LGM の海面指標の観測地点による違いを図 4b に示す。LGM 当時は同じ高度 (または水深) であった場所が、融氷水による海水量の増加に伴う荷重を受け、ゆっくりと沈むことにより (つまり hydro-isostasy), サンプル地点によって、それらが異なる高度に観測されることがわかる。この効果は大きく、最大で 20 m にも及んでいることが認められる (図 3)。観測地点が集中している Natuna Besar 島でも、この効果は無視できる量ではない。すなわちこれは、アイソスタシーの効果を考慮せずに、得られた観測データをそのまま一つの図にプロットすることの危険性を示す。

もう一つの例は、フロリダを含むカリブ海のデータである (Lighty *et al.*, 1982; Fairbanks, 1989)。ここでは、もっとも南に位置するバルバドスと、北に位置するフロリダとの間で、南から北にかけて徐々に浅くなるという rsl が得られることになる (図 4c)。これは、北米のローレンタイド氷床の glacio-isostasy の影響によるものである。この 4 つの観測地点で、旧ローレンタイド氷床から一番離れたバルバドスでさえ、アイソスタ

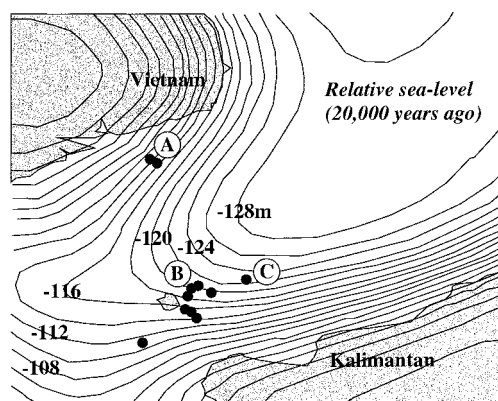


図 3 南シナ海のスダ海におけるサンプリングポイント (Hanebuth *et al.*, 2000) と Glacio-hydro-isostasy による LGM の海面変動予想値。サンプリング地点によって、最大で 10 m の差が生じることとなり、異なった地域の観測データを、アイソスタシーの補正を行わずに一つのデータセットとしてプロットすることの危険性を示す。詳細は本文を参照。

Fig. 3 Predicted spatial variability of sea-level across the Sunda Shelf at the LGM (20,000 cal yr BP). The solid circles indicate the core sites from Hanebuth *et al.* (2000). A, B and C are corresponding the sites 18265, Natuna Besar and 18276, respectively. See the text in detail. Contour intervals are at 2 m.

シーの影響は大きい (図 4)。バルバドスの完新世の海面変化曲線に注目するとわかるように、far-field で特徴的に見られるような HHS は認められず、この地点がいまだにゆっくりと沈降していることがわかる。つまり、Lighty *et al.* (1982) によって報告された過去 11,000 年間の海面変化の観測値は、アイソスタシーの補正を行わずしてバルバドスの観測データ (Fairbanks, 1989) と同様に取り扱うことはできないのである (Lambeck *et al.*, 2002)。Glacio-hydro-isostasy のモデルを使って観測値を補正する際は、計算による予測値の 1) 地球の粘性モデルへの依存性、2) アイスモデルへの依存性なども考慮され、リバウンドモデルの予想値の誤差として伝搬し反影される。ほとんどの Far-field 地点で、LGM において、この誤

差が4 m をこえることはない。この誤差はLGMの海面指標の観測誤差より小さいか、それと同等である。

VI. 最終氷期のグローバルな氷床量変動

上述のようにして補正された Far-field の rsl を , Glacio-hydro-isostasy モデリングによってアイソスタシーの効果を差し引き , 新しく求められた氷床量相当海面変動曲線を図 5 に示す。最終氷期の氷床量は , 最終氷期後半に見られる , ハイシリヒイベントと呼ばれる急激な 1,000 年スケールの気候変動 (Bond *et al.*, 1993) と同調した , esl にして約 10–15 m の短期間の変動はあるものの (Yokoyama *et al.*, 2001a) , 漸位的に増大し , 30,000 万年前に急激にピークに達したことがわ

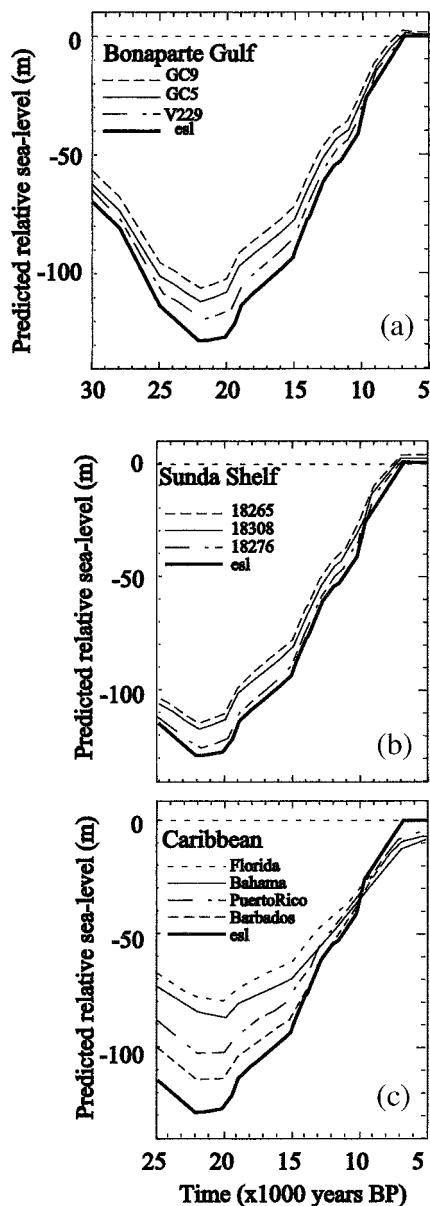


図 4 Glacio-hydro-isostasy のモデリングを用いた海面変動の観測値の予想値 .

観測ポイントによって hydro-isostasy の効果が異なるため , アイソスタシーの効果が全くない場合は同じ高さに現れなければならないはずの海面高度も , 場所によって異なってくる . 特にバルバドスやフロリダなど , ローレンタイド氷床の intermediate- field にあたる地域のデータは , それぞれの観測地点が全く異なったアイソスタシーの影響を受けていることが明らかであり , これまで報告されてきたように一つの図に補正無しでプロットして , ひとつの結論を導き出すことは不可能であることを示している .

Fig. 4 Predicted relative sea-level for three regions. Figures are presenting the spatial variability within each region resulting from the Glacio-hydro-isostatic adjustments of the crust. The top panel is showing the predictions for the Bonaparte Gulf correspond to three cores (GC9, GC5, V229) at increasing distance from the present coast line. The curve labeled as esl corresponds to the ice-volume equivalent sea-level function used for each prediction. The second panel shows the results for the Sunda shelf and which correspond to offshore Vietnam (core 18265), a site well east of Natuna Besar (core 18276) and to the main group of cores (core 18308). Within this latter group significant variation in the isostatic effect still occurs because the coastline geometry here results in step spatial gradients of hydro-isostatic contribution. The third panel shows the Caribbean results and the figure illustrates the strong gradients in the isostatic effect across the region due primarily to the glacio-isostatic contribution from the Laurentide ice sheet.

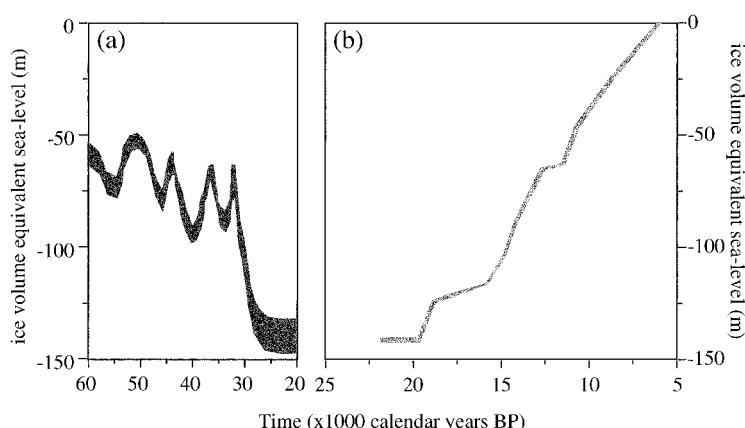


図 5 求められた最終氷期後期のグローバルな氷床量変動。

Fig. 5 Ice-volume equivalent sea-level for the last 60,000 years.
The shaded curves are the range of the ice-volume equivalent sea-level for corresponding times.

かる。LGM の変動とタイミングを明らかにすることは、General Circulation Model (GCM) を使った将来の気候変動の予測の精度を上げるためにも重要なことである。グローバルな最大氷床量の時期を最終氷期の最盛期と定義できるとすれば、それは少なくとも 30,000 年前から 19,000 年前の期間であったことがわかる。最終氷期は約 116,000 年前の急激な氷床拡大（海面低下）から始まり（Stirling *et al.*, 1998）、特に 80,000 年前から 30,000 年前までは *esl* で -40 から -70 m で推移した（Yokoyama *et al.*, 2001a; Lambeck *et al.*, 2002）。比較的海面の安定した LGM は約 11,000 年間続いたが、今から約 19,000 年前に、*esl* で 10–15 m に相当する氷床が融け出し終焉した。融氷期の海面上昇はその後比較的緩やかであったが、16,000 年から 12,500 年前には、平均で 16.7 m/kyr と増大した。この間、約 14,000 年前に認められる急激なジャンプは、バルバドスのサンゴボーリングコアから報告されているメルトウォーターパルス 1A（MWP-1A: Fairbanks, 1989）に相当するもので、約 25 m もの海面上昇が起こった（図 5）。融氷期に突然引き起こされた寒冷期、ヤンガードライアス（YDE）の間の海面は、ほぼ一定であった可能性が高い。そして YDE の後の海面

は 15.2 m/kyr という早さで上昇した。しかし、Fairbanks（1989）がバルバドスのコアから報告している MWP-1b のような“ジャンプ”は認められず、引き続き一定の速度で上昇した結果、約 7,000 年前までに海洋の体積は現在とほぼ同じになったことがわかる（ただし、その後も *esl* で約 3 m に相当する量は増加しているとされる（Nakada and Lambeck, 1989; Zwartz *et al.*, 1998））。

Far-field における各々の観測値およびそれから求められた ice-volume-equivalent sea-level は、どの氷床にどれだけの量の氷が存在していたかということを示すことはできない。しかし、世界各地の far-field における海面変化の観測値とそれに伴う地球表層のレスポンスを考察することによって、どの地域の氷床の変化が海面変化のシグナルとして伝搬されたかを判断することは可能である。グローバルな海面変化から、ローカルな氷床変動を復元する上で、もっとも大きな障害となっているのは、南極氷床量変動に関する情報の少なさである（横山, 2002）。Yokoyama *et al.*（2001b）では、北部オーストラリアボナパルト湾の海面変化の観測値を、*esl* の総量を保ったまま LGM の南極の総量に関して変化させ、一つは *esl* = 25 m とし

たモデル, もう一つは $esl = 0$ とした場合の予想される rsl の違いを, Glacio-hydro-isostasy モデルで計算して考察している。両者の違いは 5 m 程度で, 近年の氷床量予想値の復元の精度からすると, やはり南極氷床量の変動をさらに詳しく復元する必要があるといえる。ある時期の ice-volume-equivalent sea-level の変動が十分に大きければ, Far-field から得られた複数の観測値を使って, その海面変動を引き起こした北半球の氷床と南極氷床の貢献度について検討することが可能である。Clark *et al.* (2002) は, 融氷期の MWP-1a イベントについて 6 つの観測データのうち, 特にバルバドスとスダグ海から得られたデータを比較した。それによると, これまで北米のローレンタイド氷床単独の融氷水による海面上昇のために引き起こされたとされてきたこのイベントであるが, かなりの量の南極氷床も融けていた可能性があるという結論を導き出している。現在, 筆者らは南氷洋から得られた堆積物コアを使って, 融氷のタイミングを復元する研究に取り組んでいるが, その成果が待たれるところであり, 並行して陸域においても, これまで日本では取り組みが遅れていた, 宇宙線照射による年代測定法を用いた南極氷床変動の細かい復元を行うことにより, さらに詳細な氷床融解史が復元できると考えられている (横山, 2002; 三浦, 2002; Yokoyama *et al.*, 2000c, 2002)。

VII. 海面変動と人類の移動

アイソスタシーの効果の補正を含んだ海面変動の分析を行って, グローバルな氷床量変動を復元することは, 過去の人類活動を考察する上でも非常に重要である。上述の式 (2) によって求められた, ある時期における rsl は, 式 (3) を使って $h(\phi, t) = 0$ の地点, つまり過去の海岸線を求めることができる。現在の高精度な海底地形のデータを使えば, 過去の海岸線を復元することが可能になるわけである。古海岸線を復元することによって, 当時の人類の生活について考察した例として, ギリシアの海岸に位置する Franchithi 洞窟についての研究が挙げられる (Jacobson, 1976)。現在

では海のすぐそばに位置するこの洞窟の旧石器時代の遺跡は, 調査された遺物のなかに魚の骨が含まれていなかったことが報告された。このことは, 当時そこに居住していた人類が漁業の技術を獲得していなかったことを表しているのだろうか。氷河性および海水の荷重に伴うアイソスタシーのモデリングと, 氷床量変動の観測値を使って復元した古海岸線を描いてみると, 当時の洞窟は汀線から遠く, かなり内陸に位置していたことがわかる (Lambeck, 1996)。つまり当時の人々の技術的な問題ではなく, むしろ洞窟が海岸線からずっと離れていたという地理的な条件のために, 魚を食糧としていなかったのではなかったのかということが考察できるのである。 (Lambeck, 1996; Jacobson, 1976)。

また海岸線の移動が, 過去の人類の居住場所の移動を促したり規制したりした可能性も大いに考えられる。例えばペルシャ湾では, メソポタミア文明を築き上げたシュメール人の祖先が, 融氷期の後期である今から 8,000 年前に, 上昇した海面により水没したペルシャ湾北西部に位置するチグリスユーフラテス川へと, 移動してきたのではないかと考えられている (Roux, 1992; Lambeck, 1996)。また, 西太平洋に位置するオーストラリアとパプアニューギニアは, アラフラ海 (水深 53 m) とトアーズ海峡 (水深 12 m) によって隔離されているが, 過去の海面変動により, この海峡が陸橋として存在することで, 人類を含む動物の移動に影響を与えたであろうことが容易に想像できる。最初の人類がオーストラリアへ渡ってきた時期は, アフリカからスタートして南米に至るという人類の移動のスピードを推定したり, 当時の人類の技術的なレベルを考察する上でも重要なものであるが (O'Connell and Allen, 1998), その詳しい時期はいまだに議論の対象となっており, 40,000 年前 (Flannery, 1995) から 62,000 年前 (Thorne *et al.*, 1999) と様々である。最近の報告では, 約 50,000 年前までにオーストラリアに人類が移動してきたであろうと報告されている (例えば, Bird *et al.*, 2002)。このタイミングは, 海面変動カーブと海峡の深さを考慮した解析からも支

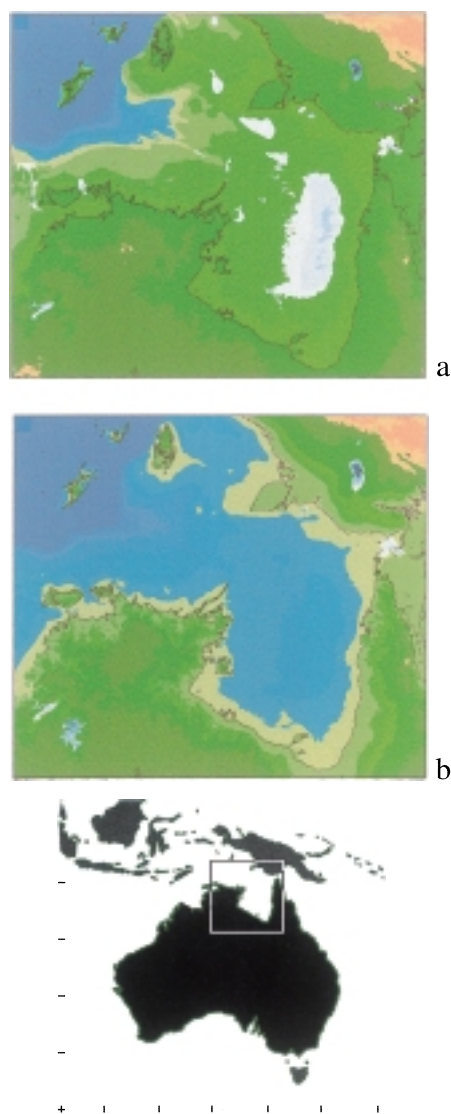


図 6 北部オーストラリア、カーペンタリア湾の最終氷期最盛期(a)と約9,000年前(b)の古海岸線図。パプアニューギニアとオーストラリア大陸は、海面の低下によって、陸橋によって結ばれていたことがわかる。

Fig. 6 Shore-line maps for the Gulf of Carpentaria for the period of the (a) LGM (ca. 21,000 cal yr BP) and ca. 10,000 cal yr BP (b)

The gigantic lake was existed during the LGM due to low sea-level during the LGM. Australian continent was connected with Papua New Guinea and the land bridges perhaps made easier to migrate people from PNG to Australia.

持される。LGM以降、オーストラリアがパプアニューギニアと海峡によって分離されるのは、約10,000年前である(図6)。当時の海面高度が約-15mであるので、それ以前においても、これよりも海面が下がった時期はいつでも、パプアニューギニアと陸続きであったことになる。しかし一方で、オーストラリア大陸の南東に位置するタスマニア島に人類が渡ったのは、約38,000年前とされている(Porch and Allen, 1995)。すなわちこれは、人類が初めてオーストラリア大陸に上陸し、縦断した後タスマニアに渡るまでに12,000年かかったことになる。これはオーストラリアとタスマニアを分断している海峡の深さが、パプアニューギニアのそれより深いため、陸橋が形成されるまでに時間がかかったことによることが大きかったと考えられる。実際、海面変動のモデル計算による陸橋形成の時期(約40,000年前)と人類移動の時期(約38,000年前)はとてもよい一致をみる(Lambeck and Chappell, 2001)。

VIII. まとめ

以上最終氷期の海面変動と氷床体積の関係を、Far-fieldのデータをもとに議論してきた。最終氷期は、高緯度に氷床が存在し、その消長が当時の気候変動に大きな影響を及ぼしていたため、世界各地の海面変動の観測値をGlacio-hydro-isostasyモデルによって補正して、氷床量の変動を見積もることは非常に重要である。Far-fieldの観測値はまず、テクトニックな変動の影響を補正し、海面の指標となるサンプルから得られたデータの平均海面への補正、そして年代を ^{14}C 年代などから暦年代に補正し、アイソスタシーの効果を補正した後、氷床量相当海面変動値として議論できる。Far-fieldから得られた海面変動の観測値は、グローバルな氷床量変動を復元する際にもっとも信頼のおけるデータである。規模の大きな氷床量変動については、複数の観測値と、Glacio-hydro-isostasyのモデリングを組み合わせると、それがどの氷床からのものによるものなのかを判断することができる。今後さらに観測地点を増やしていくことで、さらに精度のよい氷床量の復元さらにそれと深く

関連した、当時の気候変動の復元を行うことができる。

過去の海面変化の研究は、気候変動を復元できる側面があるというだけではなく、氷床量復元を行った後で、過去のある時期の海岸線の復元を行うことにより、過去の人類の移動や生活環境の考察を行う上でも有用である。過去の環境変動を復元する重要な第一次データとしての海面変動の研究は、過去の気候、環境そして人類史を復元する上で必須のものである。この場合も、その精度を上げるために、観測値を世界の多くの地域(Near-field から Far-field まで様々)から求めることが重要である。そのために日本でも、特に年代を正確に決定できる実験設備(例えば TIMS や MC-ICPMS (Multi Collector-Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometry マルチコレクター誘導プラズマ質量分析器)を使った U/Th 年代測定や宇宙線照射年代測定用の実験室など)を早急に立ち上げて、広く活用していくことが強く望まれるところである。

謝 辞

オーストラリア国立大学地球科学研究所およびスウェーデン ルンド大学の Kurt Lambeck 教授には、研究全般に渡って色々なアドバイスをいただいた。オーストラリア国立大学核物理学学科の Tezer Esat 教授には、質量分析に関して、また同大学地質学科の Patrick DeDeckker 教授には、古生物学や古海洋学に関する多くの議論をしていただいた。同大学地球科学研究所の Anthony Purcell, Paul Johnston 両博士にはモデリングに関しての様々なアドバイスをいただいた。九州大学理学院の中田正夫教授には、海面変動の研究を始める切っ掛けやその後のアドバイスをいただき、フィリピン大学の前田保夫教授、長崎大学の長岡信治助教授には、完新世の海面変動研究のフィールドにおいて議論等をしていただいた。これらの方々 に記して謝意を表すると共に、本論文を執筆する機会をいただいた東京都立大学の岩田修二教授に感謝いたします。

本研究の一部は文部科学省の科学研究費(課題番号 14390056)を用いて行われた。

注

本文中の略語一覧(初出順)

esl	ice-volume equivalent sea-level 氷床量相当海面変動
rsl	relative sea-level 相対的海面変動
LGM	Last Glacial Maximum 最終氷期最盛期(約 30,000–19,000 年前)
HHS	Mid-Holocene High Stand 中期完新世高海水準(約 7,000 年前)
MWP	Melt Water Pulse 融氷パルス
AMS	Accelerator Mass Spectrometry 加速器質量分析器
TIMS	Thermal Ionization Mass Spectrometry 表面電離型質量分析器
MC-ICPMS	Multi Collector- Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometry マルチコレクター誘導プラズマ質量分析器
LIG	Last Interglacial 最終間氷期
PREM	Preliminary Reference Earth Model 地震学的データに基づいた地球内部構造の標準モデル

文 献

- Bard, E., Hamelin, B. and Fairbanks, R.G., (1990a) U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: Sea level during the past 130,000 years. *Nature*, **346**, 456–458.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. and Zindler, A. (1990b) Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, **345**, 405–410.
- Bard, E., Arnold, M., Fairbanks, R.G. and Hamelin, B. (1993) ^{230}Th - ^{234}U and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals. *Radiocarbon*, **35** (1), 191–199.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G. and Rougerie, F. (1996) Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, **382**, 241–244.
- Bard, E., Arnold, M., Hamelin, B., Tisnerat-Laborde, N. and Cabioch, G. (1998) Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C ages of corals. An updated data base including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. *Radiocarbon*, **40** (3), 1085–1092.
- Bird, M., Hope, G.S. and Taylor, D. (2002) Populating PEPH: The dispersal of humans and agriculture through Asia, Sunda, Sahul, Melanesia and Oceania. *Quaternary International*, in press.
- Bond, G., Broecker, W., Jousen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G. (1993) Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*,

- 365**, 143–147.
- Chappell, J. (1974) Geology of coral terraces, Huon peninsula, New Guinea: A study for Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**, 553–570.
- Chappell, J. (2002) Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: New results from coral terraces. *Quatern. Sci. Rev.*, **21**, 1229–1240.
- Chappell, J. and Polach, H. (1991) Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Nature*, **349**, 147–149.
- Chappell, J. and Shackleton, N.J. (1986) Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, **324**, 137–140.
- Chappell, J., Ota, Y. and Berryman, K. (1996) Late Quaternary coseismic uplift history of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quatern. Sci. Rev.*, **15**, 7–22.
- Chen, Y. and Polach, H. (1986) Validity of ^{14}C age of carbonates in sediments. *Radiocarbon*, **28** (2A), 464–472.
- Chichagova, O.A. and Cherkinsky, A.E. (1993) Problems in Radiocarbon dating of Soils. *Radiocarbon*, **35** (3), 351–362.
- Clark, P.U., Mitrovica, J.X., Milne, G.A. and Tamisiea, M.E. (2002) Sea-level fingerprinting as a direct test for the source of global meltwater pulse 1A. *Science*, **295**, 2438–2441.
- Dziwonski, A.M. and Anderson, D.L. (1981) Preliminary reference Earth Model. *Phys. Earth Planet. Int.*, **25**, 297–356.
- Edwards, R.L., Beck, J.W., Burr, G.S., Donahue, D.J., Chappell, J.M.A., Bloom, A.L., Druffel, E.R.M. and Taylor, F.W. (1993) A large drop in atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and reduced melting in the Younger Dryas, documented with ^{230}Th ages of corals. *Science*, **260**, 962–968.
- Esat, T.M., McCulloch, M.T., Chappell, J., Pillans, B. and Omura, A. (1999) Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the Penultimate Deglaciation. *Science*, **283**, 197–201.
- Fairbanks, R.G. (1989) A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637–642.
- Flannery, T.F. (1995) *Mammals of New Guinea*. Australian Museum Monograph. Reed Books.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. and Chappell, J. (1998) Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **163**, 327–342.
- Gabunia, L., Vekua, A., Lordkipanidze, D., Swisher, C.C.III, Ferring, R., Justus, A., Nioradze, M., Tvalchrelidze, T., Anton, S.C., Bosinski, G., Jorls, O., Lumley, M.-A.-de., Majsuradze, G. and Mouskhelishvili, A. (2000) Earliest Pleistocene Hominid Cranial remains from Dmanisi, Republic of Georgia: Taxonomy, geological setting, and age. *Science*, **288**, 1019–1021.
- Hanebuth, T., Stattegger, K. and Grootes, P.M. (2000) Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late-glacial sea-level record. *Science*, **288**, 1033–1035.
- Head, M.J. and Zhou, W.J. (2000) Evaluation of NaOH leaching techniques to extract humic acids from palaeosols. *Nuclear Instr. Methods Phys. Res. B*, **172**, 434–439.
- Huang, W., Ciochon, R., Yumin, G., Larick, R., Qiren, F., Schwarz, H., Yonge, C., Vos, J. and deRink, W. (1996) Early Homo and associated artefacts from Asia. *Nature*, **378**, 275–278.
- Jacobson, T.W. (1976) 17,000 years of Greek prehistory. *Scientific American*, **234** (6), 76–87.
- Kretschmer, W., Anton, G., Bergmann, M., Finckh, E., Kowalzik, B., Klein, M., Leigart, M., Merz, S., Morgenroth, G., Piringer, I., Küster, H., Low, R.D. and Nakamura, T. (1997) ^{14}C dating of sediment samples. *Nucl. Instr. Meth., B*, **123**, 455–459.
- Lambeck, K. (1996) Shoreline reconstruction for the Persian Gulf since the last glacial maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **142**, 43–57.
- Lambeck, K. and Chappell, J. (2001) Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, **292**, 679–686.
- Lambeck, K. and Nakada, M. (1990) Late Pleistocene and Holocene sea-level change along the Australian coast. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (Global and Planetary Change Section), **89**, 143–176.
- Lambeck, K. and Nakibogulu, S.M. (1981) Seamount loading and stress in the ocean lithosphere 2. Viscoelastic and Elastic-Viscoelastic Models. *J. Geophys. Res.*, **86** (B8), 6961–6984.
- Lambeck, K., Sither, C. and Johnston, P. (1998) Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. *Geophys. J. Int.*, **134**, 102–144.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y. and Purcell, A. (2002) Into and out of Last Glacial Maximum: Sea-level change during the Oxygen Isotope Stage 3 and 2. *Quatern. Sci. Rev.*, **21**, 343–360.
- Lighty, R.G. (1985) Preservation of internal reef porosity and diagenetic sealing of submerged early Holocene Barrier Reef, Southeastern Florida shelf. In Schneidermann, N. and Harris, P.M. eds.: *Carbonate Cements*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication, 123–151.
- Lighty, R.G., McIntyre, I.G. and Stukenrath, R. (1982) Acropora Palmata Reef Framework: A reliable indicator of Sea Level in the Western Atlantic for the past 10,000 years. *Coral Reefs*, **1**, 125–130.
- 三浦英樹 (2002) 第四紀の南極氷床変動と古気候・古

- 海洋変動. 月刊地球, **24**(1), 3-7.
- Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Camoin, G.F., Bard, E., Ribaud-Laurenti, A., Faure, G., Déardin, P. and Récy, J. (1997) Continuous record of reef growth over the past 14 k.y. on the mid-Pacific island of Tahiti. *Geology*, **25**(6), 555-558.
- Morwood, M. (2001) Early hominid occupation of Flores, East Indonesia, and its wider significance. In Metcalfe, I., Smith, J.M.B., Morewood, M. and Davidson, I. eds.: *Faunal and Floral Migrations and Evolution in SE Asia- Australasia*. Balkema, Lisse, 387-398.
- Nakada, M. and Lambeck, K. (1986) Seamount loading of a compressible viscoelastic plate: An analytical solution. *J. Geodynamics*, **5**, 103-110.
- Nakada, M. and Lambeck, K. (1989) Late Pleistocene and Holocene sea-level change in the Australian region and mantle rheology. *Geophys. J. Int.*, **96**, 497-517.
- O'Connell, J.F. and Allen, J. (1998) When did humans first arrive in greater Australia and why is it important to know? *Evolutionary Anthropology*, **6**, 132-146.
- Pirazzoli, P.A. and Montaggioni, L.F. (1986) Late Holocene sea-level changes in the northwest Tuamotu Islands, French Polynesia. *Quatern. Res.*, **25**, 350-368.
- Pirazzoli, P.A. and Montaggioni, L.F. (1988) Holocene sea-level changes in French Polynesia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **68**, 153-175.
- Porch, N. and Allen, J. (1995) Tasmania: Archaeological and paleoecological perspectives. *Antiquity*, **69**, 714-732.
- Radtke, U., Grün, R. and Schwarcz, H.P. (1988) Electron Spin Resonance dating of the Pleistocene coral reef tracts of Barbados. *Quatern. Res.*, **29**, 197-215.
- Raymond, P.A. and Bauer, J.E. (2001) Riverine export of aged terrestrial organic matter to the North Atlantic Ocean. *Nature*, **409**, 497-500.
- Roux, G. (1992) *Ancient Iraq*. Penguin, London.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., McCulloch, M.T. and Lambeck, K. (1995) High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the Last Interglacial. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **135**, 115-130.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K. and McCulloch, M.T. (1998) Timing and duration of the Last Interglacial: Evidence for a restricted interval of widespread coral growth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 745-762.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. and Spurk, M. (1998) INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**(3), 1041-1083.
- Thorne, A., Grün, R., Mortimer, G., Spooner, N.A., Simpson, J.J., McCulloch, M., Taylor, L. and Curnoe, D. (1999) Australia's oldest human remains: Age of the Lake Mungo 3 skeleton. *J. Human Evolution*, **36**, 591-612.
- Tija, H.D. and Liew, K.K. (1996) Changes in tectonic stress field in northern Sunda Shelf basin. In Hall, R. and Blundell, D. eds.: *Tectonic Evolution of Southeast Asia*. Geological Society Special Publication. Geological Society, London, 291-306.
- Yokoyama, Y. (1999) *Sea-level Change in Australasia and the Radiocarbon Time Scale Calibration during the last 50,000 Years*. PhD Thesis, Australian National University.
- 横山祐典 (2002) 最終氷期最盛期のグローバルな氷床変動と南極氷床. 月刊地球, **24**(1), 15-22.
- Yokoyama, Y., Nakada, M., Maeda, Y., Nagaoka, S., Okuno, J., Matsumoto, E., Soto, H. and Matsu-shima, Y. (1996) Holocene sea-level change and hydro-isostasy along the west coast of Kyushu, Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **123**, 29-47.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M., Lambeck, K. and Fifield, L.K. (2000a) Last Ice Age Millennial scale climates changes recorded in Huon Peninsula corals. *Radiocarbon*, **42**, 383-401.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. and Fifield, L.K. (2000b) Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, **406**, 713-716.
- Yokoyama, Y., Caffee, M.W., Finkel, R.C., Southon, J.R. and Nishiizumi, K. (2000c) Measurements of *in-situ* produced ^{14}C in terrestrial rocks. *EOS*, **81**(48), F26.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M. and Lambeck, K. (2001a) Coupled climate and sea-level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the Last Ice Age. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **193**, 579-587.
- Yokoyama, Y., De Deckker, P., Lambeck, K., Johnston, P. and Fifield, L.K. (2001b) Sea-level at the Last Glacial Maximum: Evidence from northwestern Australia to constrain ice volumes for oxygen isotope stage 2. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **165**, 281-297.
- Yokoyama, Y., Caffee, M.W., Finkel, R.C., Ryerson, F.J., Southon, J. and Nishiizumi, K. (2002) Extractions of *in-situ* produced ^{14}C in terrestrial quartz and measurements of ^{14}C production rate using saturated quartz. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**(S1), A865.
- Zwartz, D., Bird, M., Stone, J. and Lambeck, K. (1998) Holocene sea-level change and ice-sheet history in the Vestfold Hills, East Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **155**, 131-145.

(2002年8月30日受付, 2002年11月18日受理)