

北海道東部厚岸沿岸低地の完新世バリアーシステムと海水準変動の復元

重野 聖之（茨城大学大学院理工学研究科）

1. 調査目的

繰り返し津波被害を受けてきた北海道東部の堆積システムが完新世の間にどのように成立したかという堆積学的背景を理解するために、過去 1.1 万年間の完新世の堆積記録が最もよく保存された厚岸沿岸域のバリアーシステムの形成過程を復元した。調査は平成 21 年 2 月に北海道開発局が厚岸漁港で採取した海上ボーリング試料を利用して、層相記載、粒度分析、貝殻遺骸群集分析、珪藻化石群集分析、AMS¹⁴C 年代測定を行い、それらを総合的に検討・考察した。さらに、厚岸～根室沿岸地域の既存文献および厚岸コアの新規年代値に基づいて、この地域の完新世海水準変動曲線の編纂を試みた。最後に、厚岸コアの解析から得られた様々な堆積環境情報をシーケンス層序学的に解釈し、完新世バリアーシステムの発達様式を詳しく復元することに成功した。そして、この海水準変動曲線との比較から、道東各地ですでに記載されている津波堆積物の遡上距離・津波の規模・津波の発生時期などの評価精度向上が可能になった。

2. 研究手法

厚岸町を含めた釧路市以東の沿岸低地においては、沖積層を貫通したオールコアボーリング試料を地質学的に記載した報告は存在しない。そこで本研究は、平成 21 年 2 月に北海道開発局が厚岸漁港の A-14 地点において（図 1）で土木試験用に採取した海上ボーリング試料（以下、厚岸コア；図 2）を、厚岸町の協力を得て以下 5 項目の解析を実施した。

(1) 層相の記載

厚岸コアの堆積相、粒度、生物擾乱等を可能な限り細かく記載し、堆積柱状図を cm オーダーで作成した。さらに、分光測色計 SPAD-503 (Minolta) を用いたマンセル表色系に基づく色調記載を行った。これらの記述に基づいて、最初に堆積ユニット区分を行った。堆積ユニット内ではさらに堆積相オーダーで複数のサブユニットを認定した。この際、コアの掘削の深度 (m) は全て標高 (m) に換算し直して議論に用いた。

(2) AMS¹⁴C 年代測定

コアから採取した同定済みの貝殻遺骸 15 試料および炭質物 2 試料を用いて加速器質量分析計 (AMS: Accelerator Mass Spectrometry) 法により ¹⁴C 年代測定を行った。

(3) 火山灰層の広域対比に基づく年代推定

長谷川ほか (2013) に基づき、火山灰が濃集した層準から試料を採取し、含まれる鉱物の組み合わせと火山ガラスの形状を実体顕微鏡下で観察・記載し、SEM-EDS (JEOLJSM-T330A, OXFORD 社製 INCA X-act) による火山ガラス組成の分析を行った。これらを既存の降下火山

灰層の分析値と比較し、対比した上で噴出年代を推定した。

(4) 貝殻遺骸分析

基本的にコアの 1m 間隔で 59 層準からブロックで堆積物を採取し、2mm の篩で水洗いして篩上に残った粗粒堆積物に含まれる貝殻遺骸を試料とした。

(5) 珪藻遺骸分析

基本的にコアから 1m 間隔で採取した 57 試料の分析を行った。算定は 1250 倍の生物用顕微鏡で 100 個体を目標に実施し、種の同定は Kramer and Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, 1991b) を用い、海生種、海一汽水生種、汽水生種、汽一淡水生種、淡水生種、絶滅種、不明種の 7 つのグループに分類した (図 3)。

3. 堆積ユニット毎の分析結果と堆積環境の解釈

厚岸コアは層相や堆積構造に基づき下位から Fv, Tf, Es, Ft, Br および Ar の堆積ユニットに区分される (図 3)。それぞれの堆積ユニット中には複数のサブユニットが認定される。この章では、堆積ユニット毎の層相記載 (貝殻遺骸の同定を含む) と堆積環境、珪藻遺骸分析の結果、年代測定結果を順に記述する。

(1) Fv (標高-61.0 から-50.0m 層準)

(i) 層相記載

堆積ユニット Fv は厚岸コアの最下位に位置し、層厚 11.0m, 灰色 (N4/0) を呈する泥一細粒砂層からなり、貝殻遺骸は全く産出しない。本ユニットは下部の Fv1, 中部の Fv2, 上部の Fv3 の 3 つのサブユニットに区分される (図 3)。

(ii) 珪藻遺骸分析の結果

堆積ユニット Fv には *Athnantes lanceolata* Bréb., *Aulacoseira ambigua* (Grun.) Simonsen や *Navicula contenta* Grun. の淡水生種が多産する (図 3)。安藤 (1990) によれば、*Aulacoseira ambigua* は湖沼一沼沢湿地指標種群、*Navicula contenta* は陸域指標種群に含まれる。

Fv1 および Fv2 は砂質部を除き淡水生種が 88~92% と卓越する。Fv3 では上方に向かって淡一汽水生種が増加し、上位に向かって汽水の影響が大きくなっていることが示唆される。本ユニットは河川環境の堆積物と推定され、その上位層準では潮汐流の影響を受ける感潮河川に遷移したことが示唆される。

(iii) 年代測定の結果

基底付近の炭質物 1 試料の ^{14}C 年代測定を行い、13.8 cal. ka の年代値が得られた (図 3)。直上の堆積ユニット Tf の年代値 (11.5~11.4 cal. ka) も参照するならば、堆積ユニット Fv は 13.8 cal. ka から新ドリアス期 (Younger Dryas: 12.8~11.5 cal. ka; Muscheler et al., 2008) 間の堆積物と考えられる。

(iv) 堆積環境の解釈

Miall (1992) に基づくならば, Fv1 と Fv3 は, 浸食面をもち上方細粒化する河川チャネル充填砂層と自然堤防〜後背湿地に洪水時に生じた氾濫原堆積物が互層することから, 蛇行河川成堆積物と推定される. Fv2 は自然堤防〜後背湿地成堆積物と推定される. よって堆積ユニット Fv は河川成堆積物と解釈され, 珪藻遺骸分析の結果から, 上位の Fv3 層準では潮汐流の影響を受けていたと推測される.

(2) Tf (標高-50.0 から-40.0m 層準)

(i) 層相記載

堆積ユニット Tf は層厚 10.0m で, 生物擾乱が発達し淘汰不良の泥および細粒砂層の互層からなる. 本ユニットは貝殻遺骸の量や生物擾乱の程度などから, 下部の Tf1, 中部の Tf2, 上部の Tf3 の 3 つのサブユニットに区分される (図 3).

(ii) 珪藻遺骸分析の結果

Tf1 は *Cocconeis placentula* var. *euglypta* (Ehr.) Cleve などの淡水生種を多く含み, Tf2 層準より *Cocconeis scutellum* Ehr. や *Fragilaria faciculata* (Ag.) Lange-Bertalot の汽〜海水生種が産出し始め, Tf3 層準では, 海〜汽水生種と淡水生種が 40% とほぼ同じ割合となっている (図 4). これと同時に, 小杉 (1988) によって海水藻場指標種群と認定された *Cocconeis scutellum* の個体数は, 上方に向かって増加する傾向がある (図 3). 堆積ユニット Tf は, 淡水生珪藻種と海〜汽水生珪藻種が混合することから汽水域の堆積物と考えられ, より上位に向かって海水の影響が強くなっていったと判断される.

(iii) 年代測定の結果

貝殻遺骸 3 試料の ^{14}C 年代測定を行った結果, 11.5~11.4 cal. ka の年代値が得られた. 堆積ユニット Tf は新ドリラス期後に堆積した最下部完新統と考えられる (図 3).

(iv) 堆積環境の解釈

Dalrymple (1992) に基づくならば, Tf1 および Tf3 は泥干潟成堆積物, Tf2 は砂干潟成堆積物と解釈される. よって堆積ユニット Tf は, 前期完新世の汽水環境で生成された干潟成堆積物と解釈される.

(3) Es (標高-40.0 から-23.5m 層準)

(i) 層相記載

堆積ユニット Es は層厚 16.5m で, 生物擾乱の発達した灰色 (7.5Y4/1) の泥層からなる. ヒメムシロガイ (*Reticunassa multigranosa*, *Callithaca adamsi*), アサリ (*Ruditapes philippinarum*) が産出することから, 潮間帯〜水深 20m の生息環境で堆積したことが推定される. 生物擾乱により初生的な堆積構造は明瞭には確認できない. 本ユニットは貝殻遺骸の量や生痕の産状などから, 下部の Es1 と上部の Es2 の 2 つのサブユニットに分けら

れる (図 3).

(ii) 珪藻遺骸分析の結果

堆積ユニット Es では外洋海生種の *Thalassionema nitzschioides* (Grun.) Mereschkowsky, *Thalassiosira eccentrica* (Ehr.) Cleve および *Thalassiosira hyaline* (Grun.) Gran が多産し、より上位ほど海水生種が増加し、特に Es 2 では海水生種が 88~97%と高い値を示す (図 3).

本ユニットは、外洋海生珪藻種が卓越し上方に向かって増加することから、上方に向かって海水の影響が強くなり、安定した海水環境に遷移したと考えられる。

(iii) 年代測定の結果

貝殻遺骸 6 試料の ¹⁴C 年代測定を行った結果、10.4~8.8 cal. ka の年代値が得られた (図 3)。よって堆積ユニット Es は下部完新統と考えられる。

標高-30.5m の降下軽石層に関して、長谷川ほか (2013) は、本層の鉱物組み合わせは、斜長石、両輝石、不透明鉱物、かんらん石である点で樽前火山起源の樽前 d 降下火砕堆積物 (ca. 9.1 cal. ka ; 古川ほか, 2006 ; 以下 Ta-d) と一致し、さらに火山ガラスの化学組成も TiO₂ が 0.5~1.0wt.%, K₂O が 0.8~1.4wt.% の範囲内で Ta-d の組成と一致することを既に指摘している。なお既存の Ta-d の噴出年代は今回得られた厚岸コアの年代測定結果とも整合的である (図 3)。

(iv) 堆積環境の解釈

堆積ユニット Es は前期完新世の閉塞された内湾泥底環境の堆積物であったと推定される。また、Es2 の粒度は Es1 よりも細粒であることから、海進に伴い E2 の堆積環境の方が、より水深が深かったと判断される。

(4) Ft (標高-23.5 から-13.5m 層準)

(i) 層相記載

堆積ユニット Ft は層厚 10m で、灰色 (7.5Y4/1) を呈する泥層からなり、下位の Ft1 と上位の Ft2 の 2 つのサブユニットに区分される (図 3)。

(ii) 珪藻遺骸分析の結果

堆積ユニット Ft では *Paralia sulcata* (Ehr.) Cleve, *Thalassionema nitzschioides* や *Thalassiosira eccentrica* などの海〜汽水生種が 82~95%と卓越し、上位層準ほど淡〜汽水生種の *Cocconeis scutellum* が多く認められる (図 3)。よって Ft1 は汽水から海水の影響した干潟環境の堆積物であり、Ft2 の堆積時には、淡水が影響するほど浅海化したと判断される。

(iii) 年代測定の結果

貝殻遺骸 3 試料の ¹⁴C 年代測定を行った。その結果、8.6~7.4 cal. ka の年代値が得られた (図 3)。よって堆積ユニット Ft は下部完新統と考えられる。

(iv) 堆積環境の解釈

Ft1 は泥干潟成堆積物と判断される。Ft2 は泥干潟成堆積物が小規模な潮汐チャネル充填堆積物を伴うと解釈される。よって堆積ユニット Ft は前期完新世の干潟成堆積物と推測され、上位層準ほど小規模な潮汐チャネル（滞筋）を埋積したときに生じた級化砂層を伴うことから、上げ潮三角州を構成していたと解釈される。また、本堆積ユニットは、バックバリアー環境（ラグーン側）において、海進に伴って上げ潮三角州が陸側に前進したために、明瞭な上方粗粒化・浅海化傾向を示すと理解される。

(5) Br（標高-13.5 から-5.0m 層準）

(i) 層相記載

堆積ユニット Br は層厚 8.5m で、褐灰色 (10YR4/1) を呈する泥層と礫を伴う砂層の組み合わせからなる。全体に貝殻遺骸を含み、上位層準ほど陸源の炭質物が頻繁に混入する傾向がある（図 3）。ヒメムシロガイ (*Reticunassa multigranosa*)、エゾヌノメアサリ (*Callithaca adamsi*)、アサリ (*Ruditapes philippinarum*) が産出することから、これらの生息環境である潮間帯～水深 20m で堆積したものと推定される。本ユニットは下位の Br1 と上位の Br2 の 2 つのサブユニットに区分され、その間には軽微な浸食面がある。

(ii) 珪藻遺骸分析の結果

Paralia sulcata や *Thalassionema nitzschioides* などの海水生種が、Br1 で 65～75%、Br2 で 73～82%、堆積ユニット Br 全体でも 65～82% と高い割合を占めており（図 3）、海水の影響下で生成された堆積物と判断される。

(iii) 年代測定の結果

貝殻遺骸 4 試料の ^{14}C 年代測定を行った結果、3.3～0.6 cal. ka の年代値が得られた（図 3）。よって堆積ユニット Br は過去 3300 年間の海面停滞期の堆積物と判断される。さらに、下位の Br1 からは 3.3 cal. ka、上位の Br2 からは 0.8～0.6 cal. ka の年代値が得られたことから、標高-9m に位置する Br1 と Br2 の間に存在する浸食面は 800 年前に生じたと考えられる。なお、下位の堆積ユニット Ft との間では約 4000 年の年代差が存在することから、その基底において堆積間隙 (hiatus) が生じていると判断される。

(iv) 堆積環境の解釈

Br1 は下部の砂礫層と上部の生物擾乱の著しい泥層からなる。上部の泥層は砂層の薄層を繰り返し伴う干潟成堆積物である。また、Br1 は上方細粒化を示すことからチャネル堆積物と推定され、さらに干潟成堆積物と共存することから潮汐チャネル充填堆積物と解釈される。Br2 は波浪卓越型海浜システムの下部～上部外浜相（斎藤，1989）の堆積物と解釈される。

堆積ユニット Br は、過去 3300 年間に形成された現在のバリアー地形を構成する地層であり、Barrier beach and related facies (Reinson, 1992) およびバリアーコンプレック

ス（斎藤，2003）に相当する。

(6) Ar（標高-5.0 から-2.9m 層準）

最上位の堆積ユニット Ar（標高-5.0 から-3.5m 層準）には，灰色（N4/0）泥層中にゴミ，廃棄された貝殻，0.2～1.0cm のコンクリートの角礫等が散在する．厚岸コアのボーリング地点においては，厚岸漁港が構築された際に船舶の入港に対応するため標高-5.0m まで浚渫が行われた（厚岸漁業協同組合，1990）．したがって堆積ユニット Ar は，その後港内に堆積した現世の泥質堆積物と解釈される（図 3）．

4. 堆積システムとシーケンス層序

(1) 堆積システムの認定

厚岸コアにおいては，下位から河川システム，エスチュアリーシステム，海進期バリアーシステムおよび海面停滞期バリアーシステムの4つの堆積システムが認定される（図 4）．

(i) 河川システム（標高-61.0 から-50.0m 層準；13.8～11.4 cal. ka）

堆積ユニット Fv（河川成堆積物）から構成される．後氷期海進前に存在した河川システムによって説明可能である．

(ii) エスチュアリーシステム（標高-50.0 から-23.5m 層準；11.4～8.8 cal. ka）

堆積ユニット Tf（干潟成堆積物）から Es（内湾成堆積物）は，一連の上方細粒化シーケンスを構成する．これは，厚岸開析谷に急激な後氷期海進が生じることによって成立した波浪卓越型エスチュアリーシステム（Dalrymple et al., 1992）によって説明可能である．すなわち，海進によって水深が増し，下位の堆積ユニット Tf（エスチュアリー縁辺部の干潟成堆積物）から上位の堆積ユニット Es（エスチュアリー湾の泥質堆積物）に向けて上方細粒化・深海化したと推定される．

(iii) 海進期バリアーシステム（標高-23.5 から-13.5m 層準；層準；8.8～7.4 cal. ka）

明瞭な上方粗粒化・浅海化傾向を示す堆積ユニット Ft（上げ潮三角州）によって構成される．下位のエスチュアリーシステムに引き続く海進期末期において，バックバリアー（ラグーン側）にバリアーが前進する海進期バリアーシステム（Reinson, 1992）での説明可能である．

(IV) 海面停滞期バリアーシステム（標高-13.5 から-5.0m 層準；3.3～0 cal. ka）

堆積ユニット Br（バリアーコンプレックス）によって構成される．後期完新世において海面が停滞することによって，バリアーが海側に後退する海面停滞期バリアーシステム（Reinson, 1992）で説明可能である．

(2) シーケンス境界

厚岸コアにおける完新統基底のシーケンス境界（SB: sequence boundary；図 4）は堆積ユニット Fv の基底（標高-61m）にある．ここでは基盤の上部白亜系根室層群を本ユニットが明瞭な不整合で覆っている．Fv 基底付近の年代が 13.8 cal. ka 以前であることは今回

の年代測定によって確実となったが、このシーケンス境界が生成された年代、即ち厚岸開析谷が生じた年代は不明であり、MIS5 から最終氷期最盛期 (LGM: Last Glacial Maximum; 19 cal. ka) にかけての海水準低下時期と考えるのが妥当であろう。

(3) 海進と海退による浸食面と最大海氾濫面の認定

厚岸コアでは堆積ユニット Tf 基底 (標高-50m) より海水生珪藻種が出現し始めエスチュアリーシステムの成立を示唆することから、この浸食面が後氷期海進による海進ラビンメント面 (TRS: transgressive ravinement surface; 図 4) と認定される。堆積ユニット Tf は干潟成堆積物と認定されているので、その基底は潮汐ラビンメント面 (tidal ravinement surface) に相当する。本ユニットからは、11.5~11.4 cal. ka の年代値が得られており、この海進ラビンメント面は新ドリラス期後に生じたと考えられる。一方、標高-9m に位置する Br1 と Br2 の間に位置する 800 年前に生じた浸食面は、潮汐チャンネルが側方移動した際に生じた浸食基底と推定される。

最大海氾濫面 (MxFS: maximum flooding surface) は後退する海進期堆積体と前進する高海面期堆積体を分離する氾濫面として定義されている。一般に最大海氾濫面の下位では堆積相は海進サクセションを示し、同面の上位では海退サクセションを示す。また、最大海氾濫面付近での層相変化は漸移的であることが多い。

よって、厚岸コアの場合、エスチュアリーシステム (堆積ユニット Tf および Es) から海進期バリアーシステム (堆積ユニット Ft) まで海進が継続し、5500 年前の海面が停滞し始める Br 基底層準 (標高-13.5m) が最大海氾濫面と認定されるが、これを直接示す地層は浸食されて厚岸コアには残されていない (図 4)。

(4) 低海水準期堆積体・海進期堆積体・高海水準期堆積体

低海水準期堆積体 (LST: lowstand systems tract; 図 4) は、厚岸開析谷において河川システムが存続し、これによって生成された陸成堆積物と解釈される。堆積ユニット Fv は 13.8 cal. ka 以降~新ドリラス期 (12.8~11.5 cal. ka) にかけて生成され、新ドリラス期直前の MWP-1a (Fairbanks, 1989) では約 500 年間に 20m の海面上昇上昇が生じた可能性が示唆されている。この際、急激な海進に伴って海岸線が大きく内陸に後退し、直接海水の影響を受けない厚岸開析谷の谷底においても河川勾配が緩くなり蛇行河川となり、流水がよどみ始めることによって厚岸開析谷の谷底で堆積物が溜まり始めた可能性がある。

海進期堆積体 (TST: transgressive systems tract; 図 4) は溺れ谷を埋めるエスチュアリーシステム (堆積ユニット Tf および Es) から海進期バリアーシステム (堆積ユニット Ft) から構成され、新ドリラス期直後に形成されたと考えられる。

高海面期堆積体 (HST: highstand systems tract; 図 4) は海面停滞期バリアーシステム (堆積ユニット Br) のみから構成され、3.3~0 cal. ka の堆積物からなる。堆積ユニッ

ト Ft と Br の境界層準には 7.4~3.3 cal. ka 間の堆積間隙が生じているが、この原因は 7.4 cal. ka 付近で海面上昇速度が鈍化したために堆積空間が存在しえなかった可能性がある。

5. 堆積速度曲線と海面変動曲線の作成

厚岸コアより得られた年代測定値を横軸に、試料を採取した標高を縦軸に用いて、堆積速度曲線を作成した（図 5）。但し、この図では堆積物の圧密の影響について一切考慮していない。さらに、厚岸地域の海面変動に関する既存文献（Maeda et al., 1992；沢井・三塩, 1998；澤井, 2007；Sawai et al., 2009；松島, 2009）から海成層と陸成層の境界層準から得られた ^{14}C 年代値を収集し、暦年較正を行った。これらに上述した厚岸コアで得られた新規データを加えて、厚岸～根室地域では初の試みとなる完新世海水準変動曲線を作成した（図 5）。但し、8.5~7.0 cal. ka 間は Maeda et al. (1992) のハイドロイソスタシーモデル velocity model C を暦年補正して参照したが、10.5~8.5 cal. ka 間は参考にできるデータが皆無であるため、この間の海面上昇速度を一定と仮定し、厚岸コアの堆積環境と堆積速度が整合的に説明できる水深を推定し、太い灰色破線で示した。この図に田辺ほか（2012）が作成した最新の東京低地の海水準変動曲線を far field（氷床域から離れた地域）の海面変動曲線の例として細い破線で重ねて示した。

さらに、厚岸バリアーシステムの空間的広がり把握するために、図 3 に記した厚岸コアのデータを投影し土質ボーリングの土質区分を厚岸コアの堆積ユニット区分に対比することによって、厚岸開析谷の沖積層の堆積過程をシーケンス層序学的に解読することを試みた（図 6）。

6. 完新世バリアーシステムと海水準変動の復元

(1) 厚岸コアの堆積速度曲線に基づく堆積史

厚岸コアの堆積速度曲線と海面変動曲線に基づいて、厚岸低地の過去 1.4 万年間の地形発達史について整理する（図 6）。

MIS5 から最終氷期にかけての海面下降に伴う下刻によって厚岸開析谷が形成されていて、この谷は厚岸湾を抜け尻羽岬^{しれば}～大黒島沖の陸棚まで連続し、河床勾配が急な河川が存在していたのであろう（岡崎, 1966）。Fv (13.8~11.4 cal. ka) の堆積ステージは融氷パルス MWP-1a~新ドリラス期に相当し、この間、厚岸開析谷底に河川システムとして存続した。堆積速度は 0.4cm/年であった。

Tf から Es (11.4~8.8 cal. ka) の堆積ステージは、1.0cm/年の速い速度で堆積が進行した。この地点の 11.4 cal. ka の海面は標高-50m に位置していた。これは新ドリラス期後の堆積物であり、厚岸開析谷でも急激な海面上昇が起こり溺れ谷となり、現在の厚岸湾

～厚岸湖地域において広域にエスチュアリー環境が成立したのであろう。

Ft (8.8～7.4 cal. ka) の堆積ステージでは、0.7cm/年と堆積速度がやや鈍化し、この時期にバリアーシステムが成立した。約 8800 年前頃より、現在の厚岸町市街地地域でも水深が 10m に増加し沿岸漂砂が集積し始め、湖北地域と湖南地域においてバリアーが成長し始めた。この海面上昇によって、現在の厚岸湾の沿岸漂砂系が成立したと考えられる。またこの堆積ステージでは、沿岸漂砂の堆積によって生じたバリアーによってエスチュアリーが徐々に仕切られ始め、バックバリアー環境となり、上げ潮三角州が形成された。

標高-13.5m の潮汐チャンネル基底を境として、堆積ユニット Ft と Br 間には、約 4000 年間の層序の欠落が認められる。また、現在の潮流口の最も深い水深が 10m であることから、Br1 のチャンネル基底とほぼ同一の標高となっている。この説明としては、潮流口と潮汐チャンネルが北側から現在の位置にシフトし、その際、その基底を浸食したと考えられる。但し、このような潮汐チャンネルの側方シフトと基底浸食をもたらしたのは 5500 年前以降の海面停滞の影響が最も大きいと考えられる。

Br2 (0.8～0 cal. ka) の堆積ステージでは、海面停滞期にあるにも関わらず 0.9cm/年と堆積速度が再び速くなっており、水深は 10m から 3m と急激に浅くなり、この時堆積した砂層は現在のバリアー地形を構成している。これは 1cm/年にも達する 17 世紀の巨大地震以降の急激な沈降 (Atwater et al., 2004) に加え、海面が 1.2m 程上昇した平安時代のロットネスト海進 (Rottneest transgression) の影響が厚岸湾にもおよび、水深の増加と温暖化による波浪営力の増大によって湾内の沿岸浸食が急激に進み (須川ほか, 2011)、バリアーに供給される沿岸漂砂量が増加した。この際、その堆積速度が海面上昇速度を上回っていたために、一時的に浅海化したと考えられる。

(2) 復元された完新世海水準変動

次に、厚岸地域で新たに編纂した海水準変動曲線 (図 5) について考察を行う。

厚岸市街地地域で後氷期海進の影響が出始めたのは寒冷期である新ドリラス期が終了した 11000 年前頃であり、その時の海面高度は-50m にあった。よって、その時期の海進期バリアーシステムは現在の尻羽岬～大黒島の沖合にチェーン状に連なって存在した可能性がある。

新ドリラス期後、厚岸コアの標高-50m のボーリング深度に海岸線が到達した。この急激な海進に伴いバリアーシステムも厚岸沖の陸棚から陸側に後退し標高を上げ続けてきたのであろう。但し、堆積ユニット Es の珪藻遺骸分析の結果からは、この時存在したかもしれないバリアーによって厚岸開析谷の溺れ谷が汽水化した明確な形跡はない。よって、この時代も潮流口の広いエスチュアリー的な泥底環境が継続していたのであろう。

8000 年前以降のこの地の海面変動は日本国内の他の地域と比べて特殊であり、東京低地の海水準変動曲線 (図 5) の例 (田辺ほか, 2012) のような far field 的な完新世海面高潮期を示さない。厚岸地域では現在の海面高度が最も高く、ハイドロアイソスタシーモデ

ルの intermediate field (氷床からの距離が中間的地域) 的な海面変動を示しているように見える。この結果は Maeda et al. (1992) のハイドロアイソスタシーモデルと整合的である。本地域では厚岸～根室地域の化石カキ礁の最古の年代値が概ね 5500 年前である (松島, 2009) ことから、厚岸バリアーシステム成立後の 5500 年前にほぼ現在の海面高度に達し、その後、後述するように、±2m の地殻変動を伴いながらも海面高度が維持され続けていると推定している。

(3) 厚岸バリアーシステムが現在も地形的に存在している理由

一般に日本の多くのバリアーシステムは、完新世高海面期以降の相対的海水準の低下もしくは停滞により、潮汐三角州の離水・放棄やラグーンの埋積を引き起こし、現在その多くは地形としては存在していない、もしくは現在は機能していない残存地形となっている (斎藤, 2011)。オホーツク海沿岸の常呂低地は、離水した上げ潮三角州と埋積されたラグーンからなる、放棄されたバリアーシステムであり (遠藤・上杉, 1972)、サロマ湖では地形としては存続しているが、バリアーシステムとしては活動的ではない。

厚岸地域においてバリアーシステムが現在もなお地形的に維持されているのは、3 点の理由が考えられる。1 点目として、土砂供給量の問題があげられる。別寒辺牛川からの土砂供給量は、ラグーンの上にデルタシステムを構築できるほどではない。例えば、信濃川と阿賀野川の 2 本の大河川を擁し土砂供給量が多い新潟平野ではバリアー (ラグーン) システムをデルタシステムが被覆する産状が報告されている (ト部ほか, 2006)。また、厚岸湾では大きな流入河川は存在しないが湾内の沿岸漂砂系が遮断されず、潤沢にバリアーの構築に使用された土砂の供給が行われていた。

2 点目として、前述したように厚岸地域の海面は現在が最も高く海退・離水を経験していないため、バリアー地形が浸食されず保存された可能性がある。この際 5500 年前から続く海面の停滞の影響が大きく、この海面の安定した時期に厚岸湖のカキ礁も上げ潮三角州上に自生し棲息し続けていたものと推定される (図 5)。

3 点目として、この地域は千島海溝の海溝型地震に伴う地殻変動によって支配され、現在も 1 cm/年の速い速度で沈降しており (横山, 1987)、逆に過去 3000 年間の地質学的証拠から、400～500 年間隔で発生する巨大地震発生時もしくはその後の余効変動によって 1～2m の隆起とインターサイスマックな沈降が繰り返し発生している地域であることが明らかになってきている。したがって、現在地形として明瞭に見えている厚岸バリアーシステムの地形の形成には、17 世紀の巨大地震以降の非地震性沈降とそれに伴う急激な海進が大きく寄与していると思われる。

7. まとめ

北海道東部沿岸、厚岸沿岸低地には、日本では珍しい現在でも活動的なバリアーシステ

ムが存在している。その成立過程と現存する理由について、当地の既存ボーリング資料と2009年2月に厚岸漁港で採取されたコア試料を用いて検討した結果、以下のような事実が判明した。

(1) 厚岸コアは下位より Fv (13.8~11.4 cal. ka の河川成堆積物), Tf (11.4~10.4 cal. ka の干潟成堆積物), Es (10.4~8.8 cal. ka の内湾成堆積物), Ft (8.8~7.4 cal. ka のバリアーコンプレックス), Br (3.3 cal ka 以降のバリアーコンプレックス), Ar (浚渫工事後の海成泥層) の6つの堆積ユニットに区分され、さらに河川システム, エスチュアリーシステム, 海進期バリアーシステム, 海面停滞期バリアーシステムの4つの堆積システムが認定される。

(2) シーケンス層序学的に解釈するならば、厚岸コアは低海水準期堆積体 (Fv), 海進期堆積体 (Tf, Es, Ft), 高海面期堆積体 (Br) に区分される。Fv 基底にはシーケンス境界 (SB), Tf 基底には潮汐ラビンメント面 (TRS), Ft と Br 間には最大海氾濫面 (MxFS) が推定される。

(3) 厚岸低地に後氷期海進が影響を及ぼしたのが新ドリラス期終了後の11000年前であり、その海面高度は-50mであった。その後の急激な海進によって現在の位置に海進期バリアーシステムが生成し始めたのは8800年前である。

(4) 標高-13.5mの潮汐チャンネル基底を境として、海進期バリアーシステムのFtと海面停滞期バリアーシステムのBr間には4000年間の堆積間隙が生じている。これは5500年前以降の海面上昇速度の停滞が原因となっている可能性が高い。

(5) 厚岸バリアーシステムが現在も地形的に維持されている理由としては、別寒辺牛川の土砂供給量の少なさや5500年前から続く海面の停滞の影響が大きい。特に現在の地形が活動的に見えるのは17世紀の巨大地震以降の1cm/年に達する急激な非地震性沈降による影響が大きいと考えられる。

引用文献：

- 厚岸漁業協同組合 (Akkeshi Fisherman's Cooperative Association), 1990, 厚岸町海域漁場基本図調査事業報告書 (*Report of Akkeshi Fishery Basic Maps, Akkeshi Town*) *, 319p.
- 安藤一男 (Ando, K.), 1990, 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 東北地理 (*Ann. Tohoku Geogr. Assoc.*), **42**, 73-88.
- Atwater, B. F., Furukawa, R., Hemphill-Haley, E., Ikeda, Y., Kashima, K., Kawase, K., Kelsey, H. M., Moore, A. L., Nanayama, F., Nishimura, Y., Odagiri, S., Ota, Y., Park, S. C., Satake, K., Sawai, Y., and Shimokawa, K., 2004, Seventeenth-century uplift in eastern Hokkaido, Japan. *Holocene*, **14**, 487-501.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. and Boyd, R., 1992, Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Jour. Sed. Petrol.*, **62**, 1130-1146. 遠藤邦彦・上杉 陽 (Endo, K.

- and Uesugi, Y.), 1972, オホーツク海沿岸トコロ海岸平野の地形・地質. 東京大学文学部「常呂 付篇1」(*Tokoro: The Report of the Archaeological Investigations on the Lower Tokoro River and Lake Saroma Region, Northeastern Hokkaido*) *, 東京大学文学部編 (*Fac. Letters, Univ. Tokyo, Ed.*), 493-504.
- 古川竜太・中川光弘・古堅千絵 (Furukawa, R., Nakagawa, M. and Furukata, C.) , 2006, 樽前火山先史時代の噴火活動. 月刊地球 (*Chikyu Monthly*) , **28**, 302-307.
- 長谷川健・花岡正光・古川竜太・重野聖之・七山 太・中川光弘・安藤寿男, (2013) , 北海道東部, 釧路地域における樽前 d 降下火砕堆積物の発見とその意義. 地質雑, **119**.
- 小杉正人 (Kosugi, M.), 1988, 珪藻の環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 第四紀研究 (*Quarter. Res.*), **27**, 1-20.
- Maeda, Y., Nakada, M., Matsumoto, E. and Matsuda, I., 1992, Crustal tilting derived from Holocene sea-level observations along the east coast of Hokkaido in Japan and upper mantle rheology. *Geophys. Res. Letters*, **19**, 857-860.
- 松島義章 (Matsushina, Y.), 2009, 貝が語る縄文海進: 南関東, +2°Cの世界 (増補版) (*Jomon Transgression Unraveled from Shell Assemblages: +2°C Environment of the Southern Kanto (Augmented Edition)*) *. 有隣堂 (Yuurindo Press) , 219p.
- 斎藤文紀 (Saito, Y.), 2003, シークエンス層序学による沖積層の捉え方. 地質と調査 (*Geology and Survey*) *, **98**, 24-30.
- 澤井祐紀 (Sawai, Y.) , 2007, 珪藻化石群集を用いた海水準変動の復元と千島海溝南部の古地震およびテクトニクス. 第四紀研究 (*Quarter. Res.*) , **46**, 363-383.
- Sawai, Y., Kamataki, T., Shishikura, M., Nasu, H., Okamura, Y., Satake, K., Thomson, K. H., Matsumoto, D., Fujii, Y., Komatsubara, J. and Aung, T. T., 2009, Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **114**, B01319.
- 沢井祐紀・三塩和歌子 (Sawai, Y. and Mishio, Y.) , 1998, 北海道東部厚岸湿原における過去3000年間の海進・海退. 第四紀研究 (*Quarter. Res.*) , **37**, 1-12.
- 田辺 晋・中島 礼・内田昌男・柴田康行 (Tanabe, S., Nakajima, A., Uchida, M. and Shibata, Y.), 2012, 東京低地臨海部の沖積層に認められる湾口砂州の形成機構. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **118**, 1-19.
- 横山 泉 (Yokoyama, I.), 1987, 測地資料による北海道東部の上下地殻変動. 北海道大学地球物理学研究報告 (*Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*), **49**, 31-43.

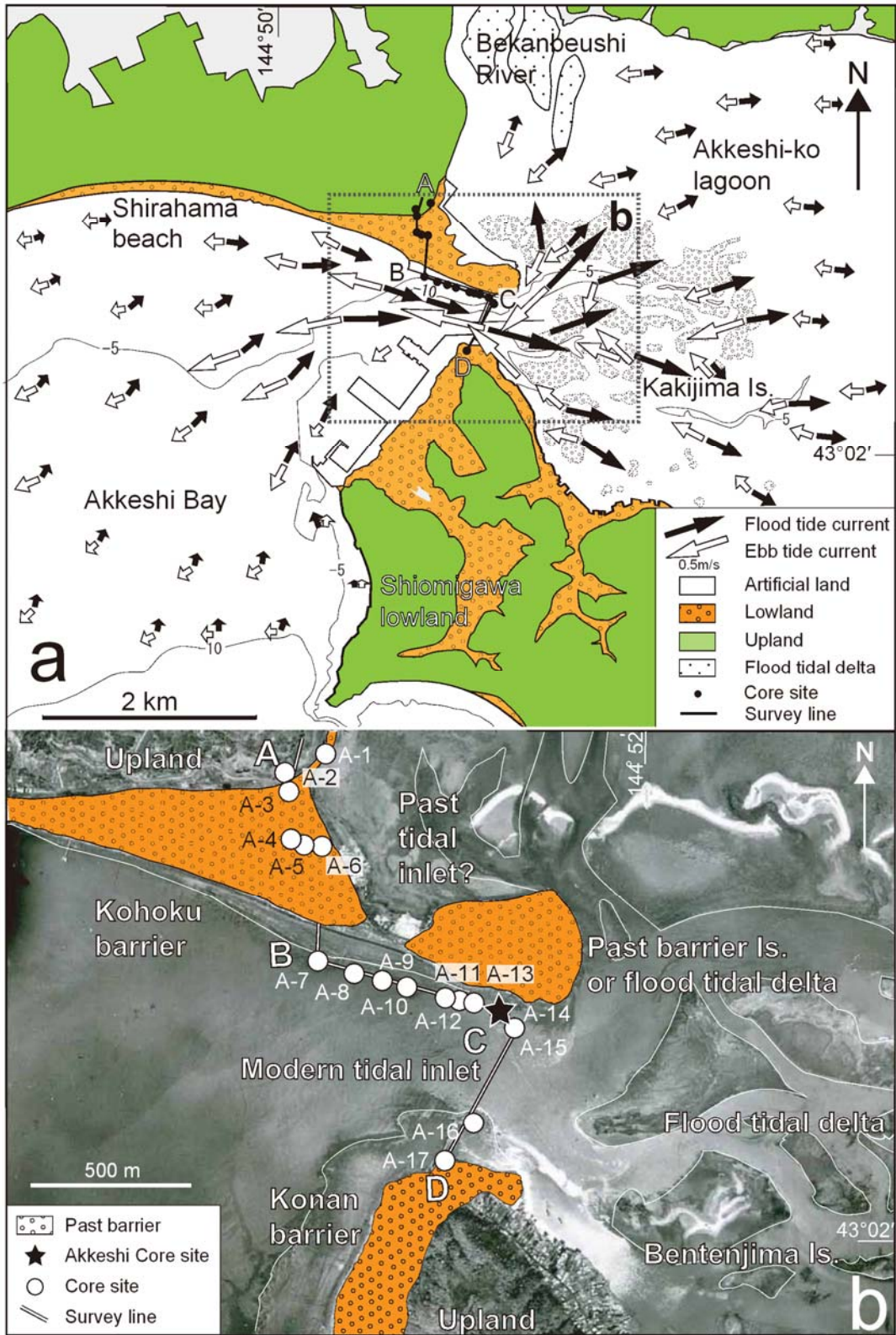


図 1. ボーリング位置図, 調査測線および完新世バリアーシステムを示す地形



図 2. 厚岸コア写真(A-14 地点)

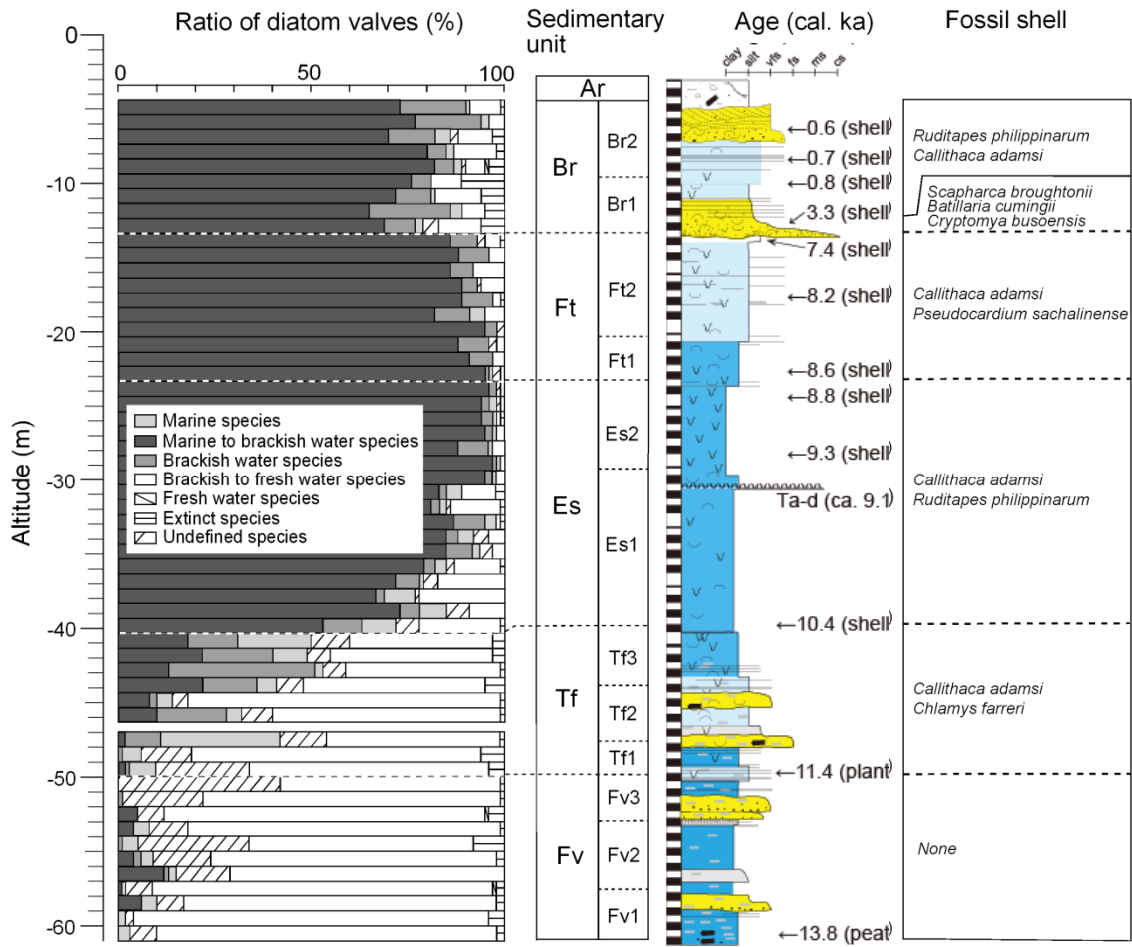


図 3. 厚岸コアの堆積ユニット区分および珪藻・貝殻遺骸・火山灰・AMSC¹⁴年代測定結果

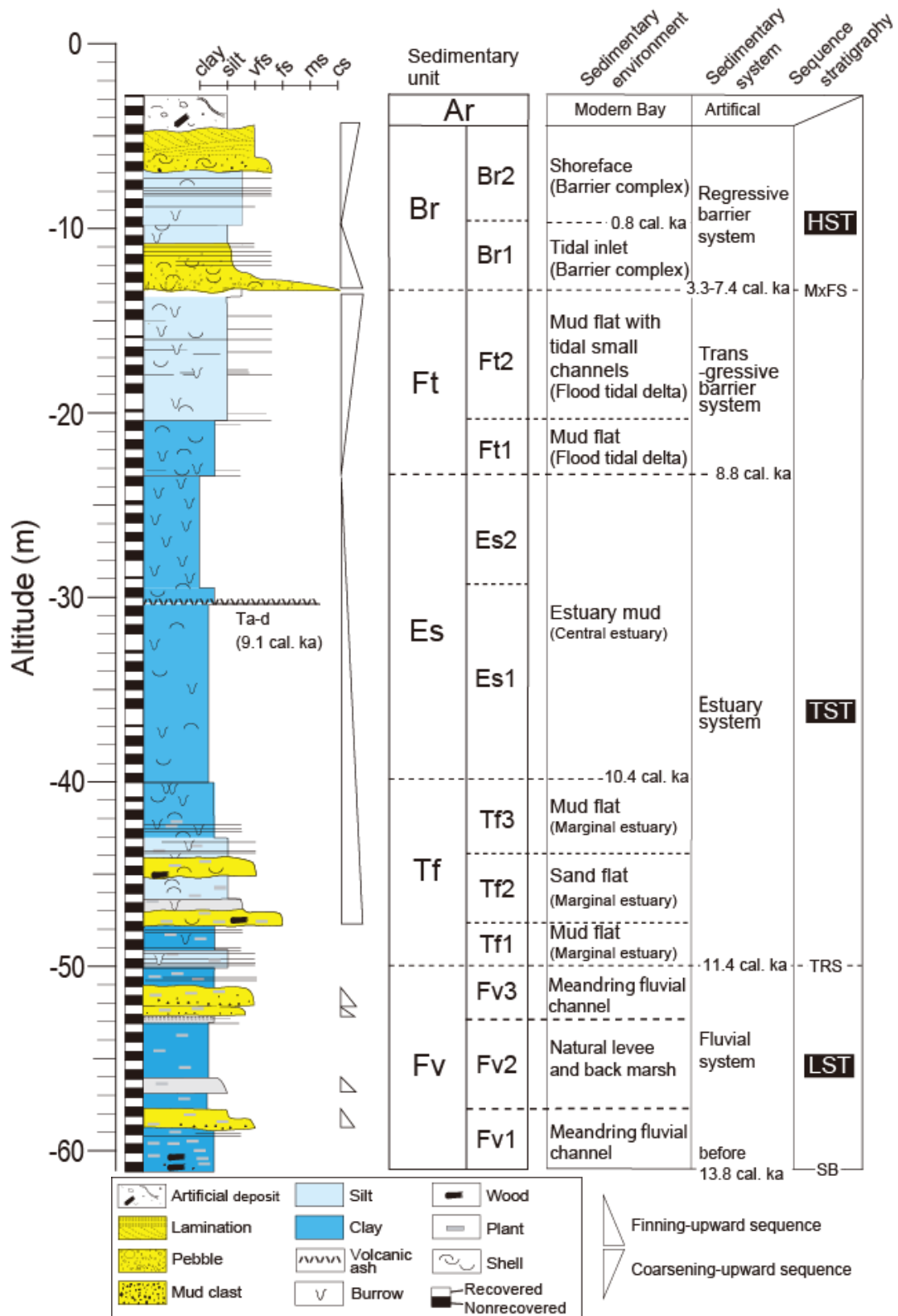


図 4. 厚岸コアの堆積環境および堆積シーケンス

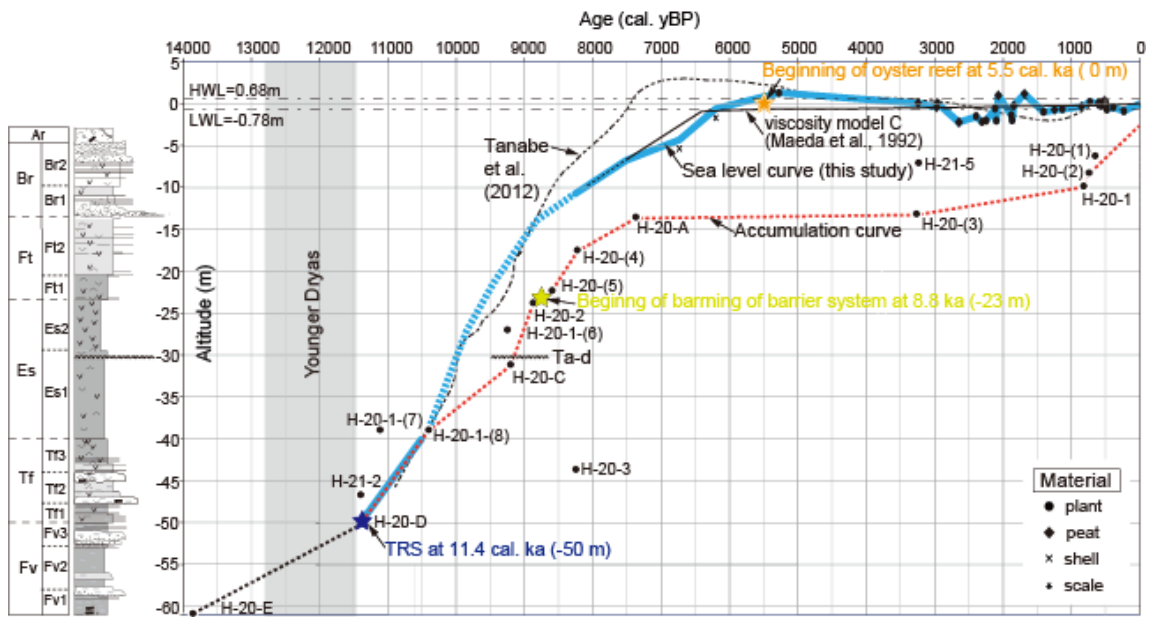


図 5. 岸沿岸低地の後氷期バリアーシステムにおける堆積速度曲線と海面変動曲線

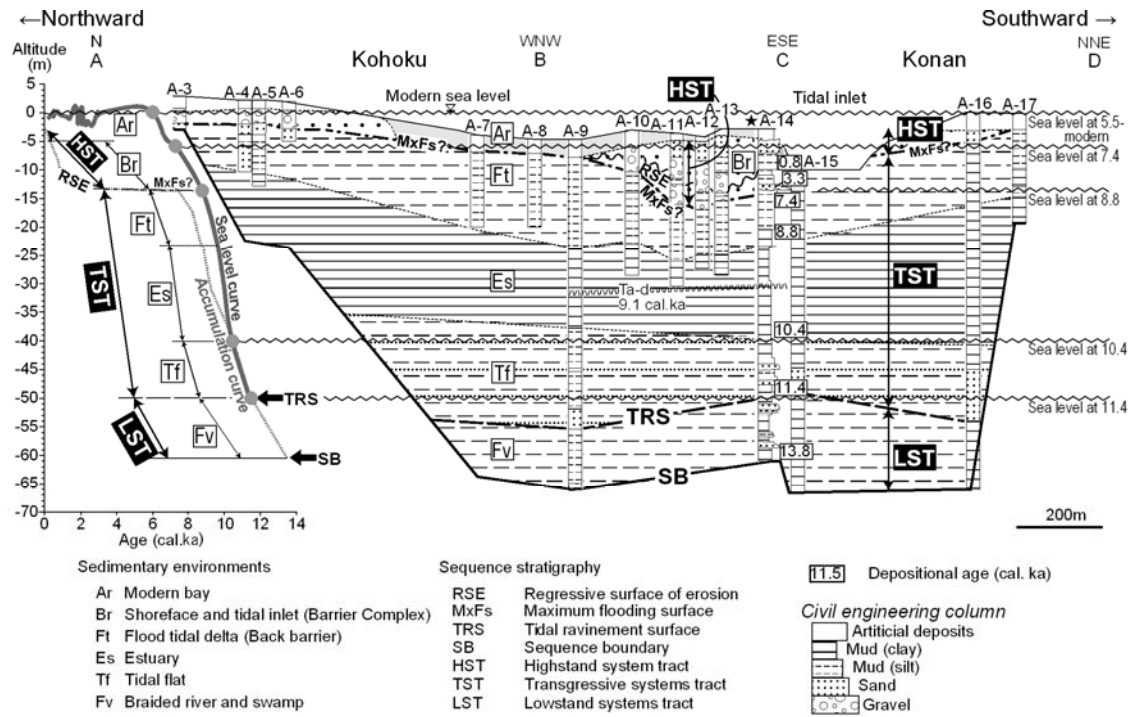


図 6. 厚岸コアの堆積速度曲線と海面変動曲線に基づく厚岸沿岸低地の厚岸低地の過去1.4万年間の地形発達史