

ボーリング試料に基づく沖積層のシーケンス層序学解析

Sequence Stratigraphic Analysis of “Chuseki-so” Using Drilling Data

北 村 晃 寿 (きたむら あきひさ)

静岡大学助手 理学部生物地球環境科学科

小 川 義 厚 (おがわ よしひろ)

(株)日研技術

1. はじめに

沖積低地の地盤の主体は、最終氷期以降（約2万年前）の海水準上昇期とその後の高海水準期に堆積した地層（沖積層）である。この沖積層から得たボーリングコアの情報に、堆積相解析とシーケンス層序学の概念^{1),2)}を適用すれば、1本のコアから沖積層内の堆積相の空間分布をある程度の広がりまで予測できる。本論ではこれらの概念と解析方法を実例を交えて紹介する。

2. 堆積相解析

堆積相とは粒度組成、組織、色、堆積構造、占有化石などの特徴に基づいた、ひとまとめでできる厚さを持ったユニットであり、これを認定する作業が堆積相解析である³⁾。堆積相解析を行う際には、堆積相間の境界面にも注目する。境界面には漸移面な境界面と明瞭な境界面がある。漸移的な境界面で接する堆積相は、一連の堆積作用の下で堆積し、その地理的位置は隣接する³⁾。一方、明瞭な境界面の成因は、純粋に堆積学的なものと相対的海水準変動のような堆積環境の変化に伴うものの二つがある。前者の例は、氾濫原堆積物とそれに重なる堤防決壊堆積物との境界面で、これは洪水流が作った侵食面である。後者の例としては不整合面や整合面がある³⁾。

堆積相の認識ができれば、次に堆積相の組合わせと累重様式に注目する。一般に一つの堆積環境は、複数のより小さな堆積環境から構成されている。例えば、蛇行河川は、流路、自然堤防、氾濫原などの堆積環境が複合した堆積環境で、この大きな堆積環境を堆積システムという。この堆積システム内でたまった堆積相は成因的に関連するので、それらは地層内で特定の堆積相の組合わせを作るのである。一方、堆積相の累重様式には系統的な特徴—上方粗粒化（厚層化）傾向や上方細粒化（薄層化）傾向—を示すことがある⁴⁾。これらの堆積相の累重は、複数の堆積システムにまたがった1回の堆積作用のサイクル（海進や海退）によって作られる。

以上に述べた堆積相の組合わせと累重様式の特徴から堆積環境を復元する。そして、復元した堆積環境に一致するモデルを、堆積相モデルから選ぶ。堆積相モデルとは、特定の堆積システム内の堆積相の時空分布と堆積環境の関係を示したもので、理想的な堆積相組合わせをブロックダイヤグラムなどによって表現する³⁾。ただし、堆積相モデルに合わない場合には、解析結果をむりやり

堆積相モデルにあてはめてはならない⁵⁾。

3. シーケンス層序学と沖積層

シーケンス層序学は、時間層序学的枠組みに基づいて、地層を構成する様々な堆積システムの発達過程を時間・空間的に解析し、地層の成因を相対的海水準変動との関係でとらえ解析する方法である。シーケンス層序学では地層からシーケンス層序学の基礎単位である堆積シーケンスを識別し、解析を行う。堆積シーケンスは、海退期に形成される不整合面とそれに対比される整合面のシーケンス境界によって上下を境され、海退—海進—海退の1回の相対的海水準変動によって形成された地層である。この堆積シーケンスは、さらに相対的海水準変動との位置関係から、高海水準期堆積体、海進期堆積体、低海水準期堆積体などの堆積体に区分される。これらの堆積体は、同時期に形成された陸域から海盆底までの堆積システムの複合体である²⁾。

シーケンス層序学で使用する用語は数多く、その理解には個々の堆積システムや層序学の知識を必要とする。そこで、本論では沖積層の堆積相解析に最低限必要な内容だけを記す。図—1に堆積シーケンスの断面^{1),2)}と最終氷期以降の海水準変動曲線^{6)~8)}を示す。

3.1 シーケンス境界

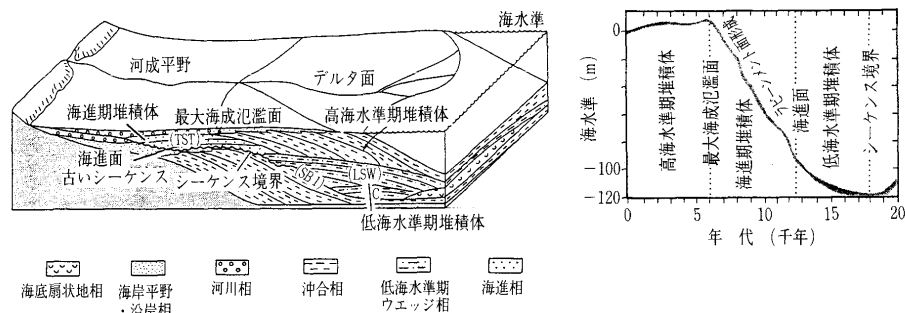
最終氷期（¹⁴C年代で約1万8千年前）の海水準は現在より -121 ± 5 mに位置していた⁶⁾。日本の沖積層基底は深いところでも -70 m程度であるから、最終氷期の沖積層の基底面は海拔50 mよりも高所にあったことになる。このような場所では侵食作用が活発であり、地形面は開析谷が発達する。この凸凹した地形面が沖積層基底の不整合面で、シーケンス境界である。

3.2 低海水準期堆積体

最終氷期が終わり海水準が上昇するが、初期の上昇速度は堆積物の供給速度よりも遅かったため、海岸線は海側に移動（＝海退）した。この低海水準期の海退期の堆積物を低海水準期堆積体といい、沖積層最下部の河川性堆積物や扇状地堆積物がこれにあたる。この期間の河川は地形勾配が大きいために礫質網状河川であった。

3.3 海進期堆積体

¹⁴C年代で約1万2500年前（暦年代で約1万3800年前）以降、海水準は急速に上昇し、約6千年前に現在の海水準に到達した^{6),7)}。急速な海水準上昇は、海岸線を陸側に移動（＝海進）させた。この期間の堆積物が海



図一 堆積シーケンスの断面^{1),2)}と最終氷期以降の海水準変動曲線^{6)~8)}

進期堆積体で、堆積体内の海成層は上位の地層ほど陸側へ分布を広げる。海進に伴う地形勾配の低下は、網状河川を蛇行河川へ、開析谷を溺れ谷と変え、また海岸平野を沈水させる。沖積層の下半部に見られる砂層から泥層へと上方細粒化を示す地層が海進期堆積体である。

3.4 ラビーンメント面

外洋に面した地域では海進に伴い、外浜内（水深20 m以浅の海底）で侵食作用が生じる⁹⁾。この侵食作用を外浜侵食といい、形成された侵食面をラビーンメント面と言う。ラビーンメント面直上には下位層から洗い出された礫質堆積物がしばしば見られる。ラビーンメント面の形成は陸側ほど遅れるため、それは海側に緩く傾き、沖合ではシーケンス境界と一致する。なお、1回の海進時にラビーンメント面が複数つくられる場合もある⁴⁾。

3.5 高海水準期堆積体

約6千年前以降、海水準が安定すると、海岸線が海に向かって前進（海進）する。この期間の堆積物を高海水準期堆積体といい、沖積層上部に見られる浅海、デルタ、蛇行河川システムが相当する。高海水準期堆積体の堆積空間は海水準に強く規制されるので、陸側の堆積面は海面とはほぼ平行な平坦面となる。

3.6 海進面・最大海成氾濫面

海進面は低海水準期堆積体と海進期堆積体との境界面で、最大海成氾濫面は海進期堆積体と高海水準期堆積体との境界面である。シーケンス層序学では、2枚の境界面の認定は重要だが、地層中でそれらを認識することは困難であり、両境界面の設定がしばしば便宜的なものになる。

海進面はシーケンス境界とラビーンメント面の間の地層内にあり、そこに海退から海進への変化を示す境界があるのならばそこを海進面とする。そのような傾向が認められない時には、地層の中央に便宜的に海進面を置く。ただし、海進面がシーケンス境界とラビーンメント面に一致することもある。一方、最大海成氾濫面を示唆する層準を見い出せない場合には、便宜的に鬼界アカホヤ火山灰層の直上を最大海成氾濫面とする。これは同火山灰層（降下時期は¹⁴C年代で約6300年前、暦年代で約7300年前）の堆積後に海水準の最高位期が訪れたからである¹⁰⁾。

3.7 地盤工学におけるシーケンス層序学の有用性

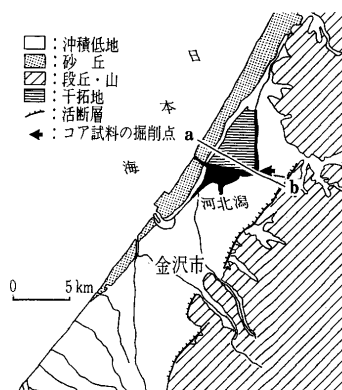
以上のように、シーケンス層序学は相対的海水準変動に規制された地層を解釈するための概念である。したが

って、最終氷期以降の海水準変動の下で堆積した沖積層に関しては、堆積体の形態やその累重様式ならびにいくつかの地点での堆積相とその累重様式が分かれば、シーケンス層序学の概念を使って、未知の層準、地域における堆積相の分布予測ならびに精度の高い地層対比が可能となる。その好例は、ラビーンメント面の認定である。この境界面は、沖積層内に見られる多くの堆積相境界の中で、唯一沖積層全体に連続することが予測される堆積相境界である。すなわち、ラビーンメント面は海側に向かって緩く傾いた形状で連続し、その下限は最終氷期の海水準（ -121 ± 5 m）で、上限は縄文海進時の海水準である。一般に、ラビーンメント面の下位は陸成層で、上位は海成層なので、地層の物性はこの境界面を境に急変する。よって、ラビーンメント面の認識は、シーケンス層序学が地盤工学に貢献する最も有益なものと言える。

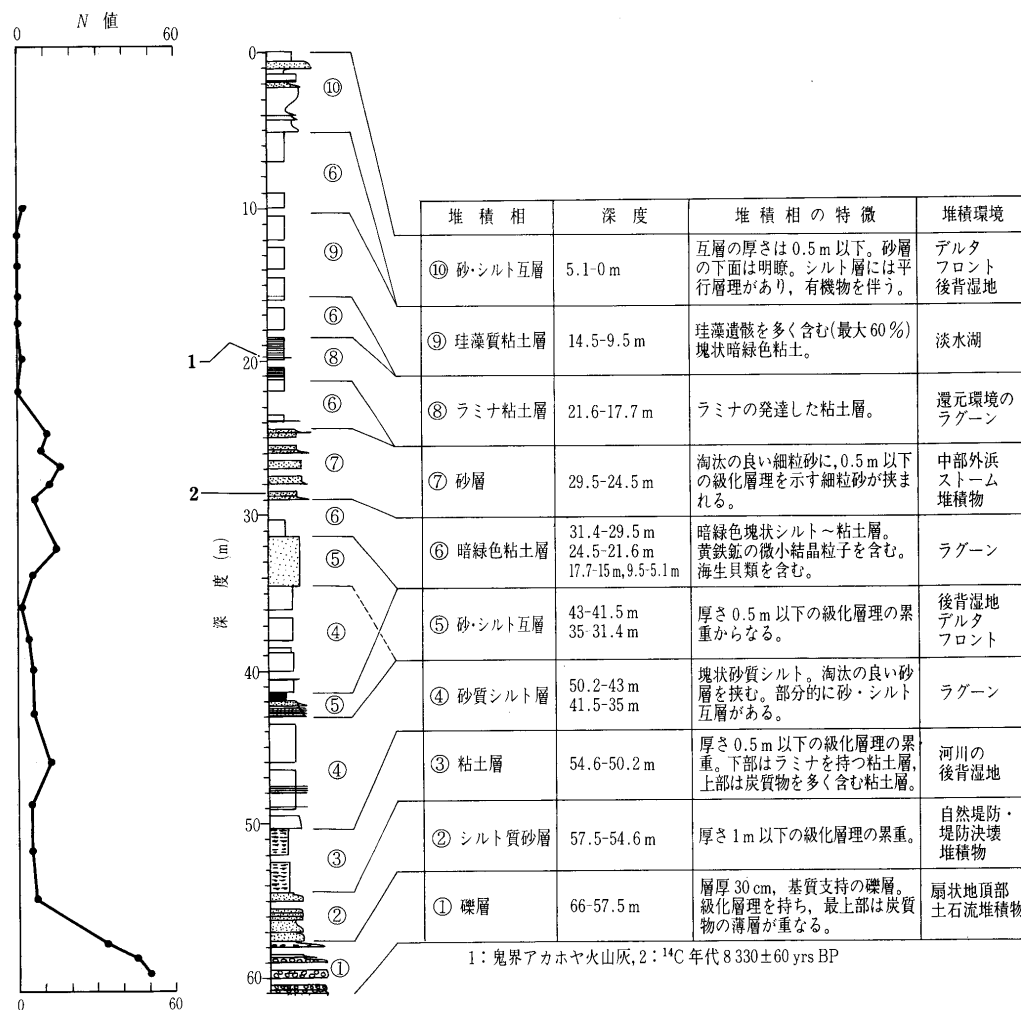
4. 沖積層の地盤構造解析の実例

以上の沖積層の地盤構造の予測に役立つ解析方法と概念を述べたので、次に加賀平野の沖積層を例に、地盤予測の作業過程を紹介する。解析したボーリングコアは金沢市河北潟で回転式で掘削し、コアの長さは60 m、内径は7.5 cmである。掘削点を図—2に示す。ボーリングコアの堆積相は以下の手順で解析した。

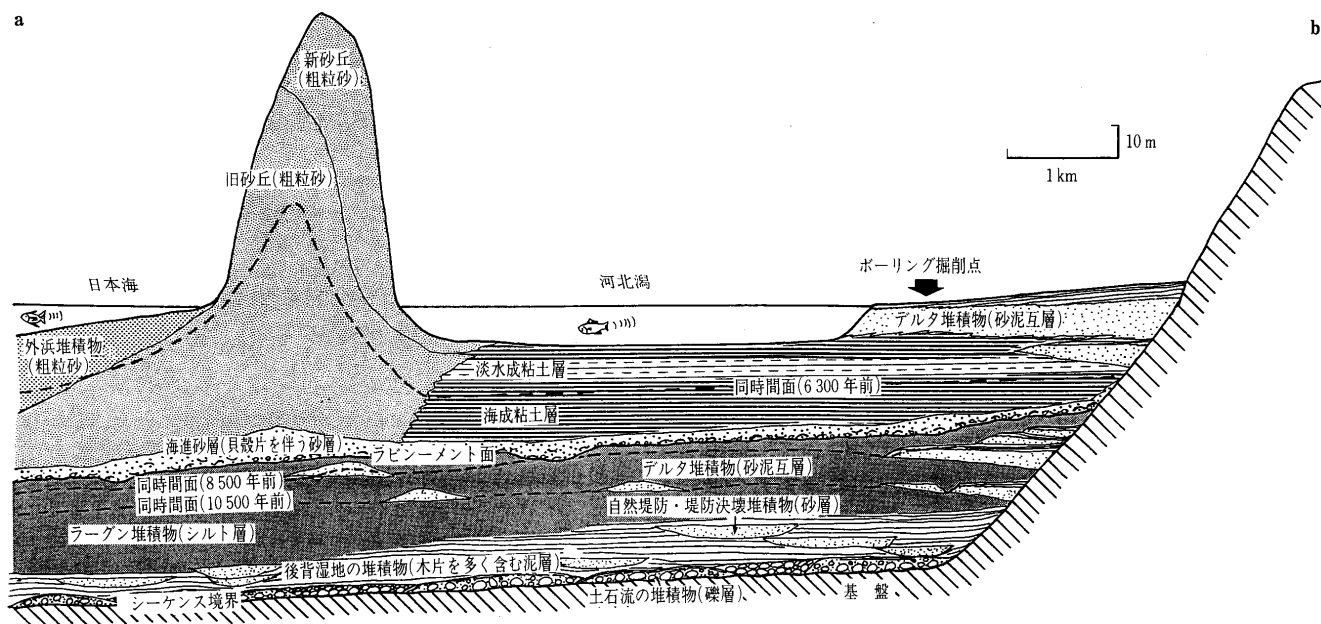
まずコアを鉛直方向に半裁し、その切断面から堆積物試料の粒度・堆積構造・生物相を観察した。次に、スミアスライドを作り、顕微鏡下で観察し、堆積物の構成粒子の組成を半定量的に評価した。図—3にボーリングコアの柱状図を示す。これらの解析結果と河北潟に関する研究¹¹⁾とを合わせて、河北潟周辺の沖積層の発達過程



図—2 河北潟の位置。ボーリングコア試料の掘削点ならびに図—4の断面図の位置を示す。



図—3 ボーリングコア試料の柱状図。最下部の礫層の深度は、解析に使用したボーリングコアの掘削地点に隣接する場所から得たボーリングコアの記載に基づく。



図—4 河北潟周辺の沖積層における海岸線と直交する方向の地層断面の予測図

を復元した。なお以下ではコアの深度を「(深度～m)」と表現する。コア掘削点の標高は約1 mで、各堆積相の記載と解釈の詳細は北村¹²⁾にある。

現在の河北潟周辺は、最終氷期には海に開いた凹地であった¹¹⁾。この時代の地形面がシークェンス境界である。

沖積層基底の礫層(深度57.5～62 m)の特徴(図—3)は土石流堆積物の特徴に一致する。そして、土石流が頻繁に発生する堆積環境としては、扇状地の頂部が最も考えやすい。よって、沖積層基底の礫層は扇状地の頂部に堆積した土石流堆積物と解釈される。

基底礫層を覆う地層は上方細粒化傾向を示し、シルト質砂層（深度54.6～57.5 m）から粘土層（深度50.2～54.6 m）へ漸移する。両堆積相の特徴（図-3）と組み合わせから、シルト質砂層と粘土層は蛇行河川システムの堆積物で、下位層は自然堤防・堤防決壊堆積物、上位層は氾濫原で堆積したと推定される。この蛇行河川システムの堆積物を覆う砂質シルト層（深度35～50.2 m）は、その特徴（図-3）と下位の地層が蛇行河川システムであることから、その堆積環境は淡水～汽水のラグーンのデルタ底置層と推定される。

砂質シルト層を覆う暗緑色粘土層（深度29.5～31.4 m）は海生貝類を産することから、塩分の比較的高いラグーンの堆積物と推定される。粘土層を覆う砂層（深度24.5～29.5 m）の特徴（図-3）は中部外浜の堆積物の特徴に一致する。中部外浜は静穏時の波浪限界以浅の海域である。

ところで、上述のラグーンから中部外浜への変化は海進を示す。ラグーンが存在はその海側にバリエー島があったことを意味する。バリエー島は海進に伴って陸側へ移動するので、暗緑色粘土層（ラグーン）の上位にはバリエー島の堆積物（斜交層理を持つ砂層）が累重したはずである。このバリエー島は堆積物が累重しないのは、それが海進時に侵食されたためである。よって、砂層（中部外浜）の下面はラビーンメント面と解釈される。

中部外浜の砂層の上位に、再び海生貝類を含む暗緑色粘土層（深度21.6～24.5 m, 15～17.7 m, 5.1～9.5 m）が現れる。これはラグーンが再び形成されたことを意味する。また、暗緑色粘土層は微細なラミナが発達した粘土層（深度17.7～21.6 m）と淡水生の珪藻遺骸をよく含む珪藻質粘土層（深度9.5～14.5 m）を挟む。なお、鬼界アカホヤ火山灰層が微細なラミナが発達した粘土層に挟まれる。

ボーリングコアの最上部の砂・シルト互層（深度0～5.1 m）はラグーン堆積物に重なり、現在は河川の後背湿地に位置する。よって、この堆積相はデルタから後背湿地の堆積物である。

以上をまとめると、河北潟周辺の沖積層の堆積環境は、①扇状地頂部、②蛇行河川、③浅いラグーン、④中部外浜、⑤ラグーン、⑥ラグーンを埋めるデルタ、の順に変化した。そして沖積層全体が一つの堆積シーケンスであり、その基底がシーケンス境界で、海進面は②の堆積相の下面に、最大海成氾濫面は⑤の堆積相内の鬼界アカホヤ火山灰層の直上に設定される。また、③と④の堆積相の境界に示されるラビーンメント面は、沖合で海進面と融合する。

最後に堆積相の解析結果と各堆積相を含む堆積システムの堆積相モデルから、堆積相の側方分布を予測する。蛇行河川システムは、流路、自然堤防、堤防決壊堆積物（いずれも砂質堆積物）や氾濫原（泥質堆積物）から構成される。したがって、この堆積システムで作られた地盤は、泥質層に砂層がパッチ状に挟まれるという様式を呈する。バリエー島システムでは、海から陸に向かって

バリエー島（砂質堆積物）、ラグーン（泥質堆積物）、デルタ（砂泥互層）や海浜（砂質堆積物）の順に配列する。ただし、ラビーンメント面形成前の地盤にはバリエー島の堆積物は残っていない。そして、ラビーンメント面ならびにその直上の粗粒堆積物は、海側に向かって緩く傾いた薄い板状の分布を示し、沖積層から沖合の海底下まで連続する。以上の内容をまとめた堆積相の分布予測が図-4である。

5. あとがき

東京湾アクアラインに見られるように、今日の開発工事は沖積低地の沖合にまで拡大している。それゆえ、今後、沖積層の地盤構造の予測範囲を広げる必要がある。こうした状況において、堆積相解析とシーケンス層序学の概念は地盤構造の予測に大変有効である。つまり、地盤工学の分野で数多く掘削されているボーリングコアをこれらの手法で解析することによって、ただボーリング地点というポイント的な地盤情報を得るだけでなく、その周辺の広範囲の地盤情報の予測を行うことができるからである。今後、これらの作業を通じて、沖積層の地盤の解析を高い精度で行える可能性が十分ある。

参 考 文 献

- 1) Vail, P. R., et al.: The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. In Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 617～659, 1991.
- 2) 地質学論集, シーケンス層序学—新しい地層観を目指して—, 地質学会, No. 45, 1995.
- 3) Walker, R. G.: Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. Walker, R. G. and James, N. P. eds., *Facies models response to sea level change*, Geol. Assoc. Can., 1～14, 1992.
- 4) 伊藤 慎: シーケンス層序学的地層観, 地質学論集, No. 45, pp. 15～29, 1995.
- 5) Walker, R. G.: Perspective facies modeling and sequence stratigraphy, *Jour. Sedim. Petrol.*, No. 60, pp. 777～786, 1990.
- 6) Fairbanks, R. G.: A 17,000-year glacioeustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, No. 342, pp. 637～642, 1989.
- 7) Bard E. et al.: Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge, *Nature*, No. 382, pp. 241～244, 1996.
- 8) Saito, Y.: High-resolution sequence stratigraphy of an incised-valley fill in a wave-and fluvial-dominated setting: latest Pleistocene-Holocene examples from the Kanto Plain, central Japan, 地質学論集, No. 45, pp. 76～100, 1995.
- 9) 斎藤文紀: 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相, 地質学雑誌, Vol. 98, pp. 350～365, 1987.
- 10) 福沢仁之: 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年稿堆積物, 第四紀研究, Vol. 34, pp. 135～149, 1995.
- 11) 粕野義夫・小島和夫・中川耕二・宮田隆志: 石川県河北潟の形成史と変貌—地史的変遷と地盤特性, ならびに干拓後の残存水域の環境, 地質学論集, No. 36, pp. 35～45, 1990.
- 12) 北村晃寿: ボーリングコアから何が分かるか, 北陸地盤情報, Vol. 7, pp. 5～35, 1996. (原稿受理 1997.8.18)