

Font E., Veiga-Pires C., Pozo M., Nave S., Costas S., Ruiz Muñoz F., Abad M., Simões N., Duarte S., Rodríguez-Vidal J., 2013. Benchmarks and sediment source(s) of the 1755 Lisbon tsunami deposit at Boca do Rio Estuary. *Marine Geology*, 343, 1–14.

ボカドリオエスチュアリーにおける 1755 年のリスボン津波堆積物の基準と堆積物の供給源

## 要旨

津波堆積物の特徴を標準化することは、古津波堆積物の同定に役立つ指標となる。津波堆積物の特徴はほとんどこれら堆積物の、供給源に強く依存した特徴から生じる。一方、供給源はそれらの組成や堆積相の組み合わせを決定する。また津波堆積物の特徴は、堆積環境に対応したその地方の地形の影響から生じる。ここで、エスチュアリーの津波堆積物の特徴の解明とそれの津波堆積物と想定される堆積物の供給源につなげる目的で、我々はボカドリオエスチュアリー（アルガルベ、ポルトガル）の 1755 年津波堆積層の新しくかつ高解像度の鉱物学的、地球化学的、微小/大型動物相のデータを与える。我々はまた、はじめて、拡散反射スペクトル（DRS）分析を採用する。我々の結果はボカドリオエスチュアリーの 1755 年津波堆積層が Sr と Ca に富むという特徴を持つことを示し、これらの元素は海浜の前浜からの生物源炭酸塩と陸源性炭酸塩（貝破片と石灰岩片）の供給に関係し、またほとんどの陸源の指標と海の指標を含んでいない。陸源の指標や海の指標に欠くのは、エスチュアリーの粘土の再堆積と海浜のバリアーから浸食された大量の砂の希釈の結果と解釈される。ボカドリオエスチュアリーの場合、堆積物の供給源は基本的に近い場所と海岸である。津波堆積層の基底と上限の間の組織的、鉱物学的特徴は、一回の波に起因する遡上する流れと、引き波の痕跡を示す。微小/大型動物相分析と珪酸塩粒子の DRS データは津波の直後に、のわずかだが確かな環境変化が起きたことを示し、それは河口の一時的な閉鎖による。

## 1. 序論

最近 10 年間、多くの研究が津波堆積物の供給源を同定することとその自然災害としての衝撃を評価するために津波堆積物の基準の解明に焦点を当てている。しかしながら、もし近年の津波を歴史的記録に基づいて十分に記述していても(e.g. Delange and Healy, 1986; Baptista et al., 1998; Papadopoulos, 2003; Dominey-Howes, 2007; Baptista and Miranda, 2009; Ambraseys and Synolakis 2010), 古津波堆積物と類似物との識別が難しい。なぜならば、その同定の基準が、嵐による堆積物のような他の高エネルギーのイベントにも共通する地質学的証拠によるからだ (e.g. Cundy et al., 2000; Pratt, 2002; Goff et al., 2004a; Kortekaas and Dawson, 2007; Morton et al., 2007; Tappin, 2007; Barbano et al., 2010; Chague-Goff, 2010; Goff et al., 2012; Ramirez-Herrera et al., 2012)。この問題を解決するために、地質学者は嵐による堆積物と津波による堆積物を区別するための地質学的、地球物理学的、地球化学的代替指標すなわち津波指標を利用してきた(Chague-Goff et al., 2011 の総説を見よ)。堆積学的特徴(例えば粒径)、大型/微古生物学的特徴、地形学的特徴は最も伝統的な指標である(Morton et al., 2007; Chague-Guff et al., 2011; Goff et al., 2012 の総説を見よ)。沿岸・潟の環境からの間隙水と堆積物の化学組成は津波の浸水の指標としての使用に成功しているという事実があるにもかかわらず、地球化学的なアプローチはあまり行われていない(Andrade et al., 2003; Chague-Goff, 2010; Chague-Goff et al., 2012)。また、地磁気的アプローチ(例えば全堆積物の磁化率の特性と異方性)は近年、最近の津波堆積物(Andrade et al., 2003; Font et al., 2010; Wassmer et al., 2010)に適用されたが、世界中で他の研究事例において研究の拡充と補正が必要だ。

津波の基準の重要なデータベースは今や利用できるが、津波堆積物の同定はまだあいまいな状態である。なぜならば、それら特徴は堆積物供給源の組織や組成に本質的に依存するからである。それゆえに津波堆積物の基準とその環境設定と、地理学的設定、そして堆積物供給源を結びつけることはとても重大である。ここで、我々はボカドエスチュアリー (アル

ガルベ, ポルトガル) における 1755 年リスボン地震の津波堆積物の新たな地球化学的, 鉱物学的データを与える. これは以下の目的のためである. i) 津波の判断キットを改善すること, ii) 堆積物供給源を同定すること, iii) 堆積物のサブユニットを異なった流体力学の領域とつなげること, iv) 1755 年の津波の後のエスチュアリー的环境変化を調査することである. ボカドリオエスチュアリーにおける 1755 年リスボン津波は歴史的記録に詳しく記述されており, またその堆積物の堆積物学的特徴, 古生態学的特徴, 地球化学的特徴, 磁気的特徴はよく研究されている (Dawson et al., 1995; Hindson and Andrade, 1999; Oliveira et al., 2009; Font et al., 2010; Costa et al., 2012).

我々の新たな鉱物学的, 地球化学的データはこれまでの結果に一致し, 1755 年の津波堆積物の供給源とその地質学的特徴を同定するための新しい手掛かりをもたらす. 加えて, 粒径と組織のデータは津波堆積層のサブユニットの中の押し波と引き波を区別するのに役立つ, 新しい流体力学の制約をもたらす. 最終的に, 津波の前後のエスチュアリーの粘土の間での組成と粒径の変化は, そこの地形と環境状況への津波の衝撃の証拠となる. そして, 我々は他の砂州でつくられたエスチュアリーについての環境モデルを提案するとともに, エスチュアリーの津波堆積物の指標としての地球化学代替指標の有用性を議論する.

## 2. 地質学的設定と試料採取

1755 年リスボン地震による津波堆積物は, ポルトガル南部のアルガルベ地域のボカドリオのエスチュアリーで見つかった (Dawson et al., 1995; Hindson and Andrade, 1999; Hindson et al., 1999; Andrade et al., 2003; Costa et al., 2011, 2012) (Fig. 1). そのエスチュアリーは巨礫と貝の破片に富んだ礫質と砂質のバリアーによって海から切り離された潮上帯氾濫原である. エスチュアリーの岩相層序に関して, 我々は Hindson and Andrade (1999) の提案した岩相に従う. すなわち基底部に貝破片を伴う灰色の海の砂層 (unit D) と赤みがかかったシルト質粘土 (units A and C; Fig 1) とそれに挟まれた津波堆積物 (砂と細礫,

unit B)である。unit B が津波の起源であることは以下の 3 つによって確認される。 i) エスチュアリーでの低エネルギー堆積環境における突然の中断を示唆する粗い砂と砂礫の存在、 ii) エスチュアリー泥干潟の洗われた表面からはぎ取られた泥の塊の存在、 iii) エスチュアリーの堆積環境にはいない様々な海洋生物と石灰質碎屑物の存在である (Hindson and Andrade, 1999; Hindson et al., 1999; Costa et al., 2011)。津波堆積物は熱ルミネッセンスと光刺激ルミネッセンスによって  $1730 \pm 60$  年から  $1800 \pm 80$  年の間と年代決定された (Dawson et al., 1995)。より最近、Cunha et al. (2010) がボカドリオ、マーティンハルエスチュアリーにおいて石英の光学的年代測定と  $^{14}\text{C}$  年代測定を提示した。彼らはそのデータは同一地点での再現性は非常に良いが、1755 年津波堆積物に関しては 120–230 年までの過大評価があることを示した。彼らはその過大評価の原因を近くの沖から運ばれた、より古い堆積物の堆積と早い浸食によるとした。

ボカドリオの 1755 年津波堆積物の堆積相と組織の側方変化は Hindson and Andrade (1999) によって詳しく研究され、彼らはそれを石灰岩の碎屑物と泥塊に富む層準をサブユニット B1 に、石灰岩の碎屑物を含まない層準をサブユニット B2 に区別した。著者たちは、下流から上流に向かって津波の厚さは減っていくにもかかわらず、基底の B1 と上面の B2 の連続性はほとんど規則正しいことを示した。加えて、エスチュアリーにおいて南北のトランセクトに沿った 4 つの穴において単位重量当たりの初期帯磁率データ（粘土と酸化鉄の含有率の変化を反映）を示し、結果は全断面において再現性があることを示す (Fig. 1C)。このことはピットから採取した堆積物について高精度の分析プロファイルを行えばエスチュアリーほかの場所でも再現性があると期待される。ボカドリオで行われていることを補充するために、我々は 1 つのピットを研究するが、複数かつ高い分解能のデータを得て、拡散反射スペクトル分析という新しい方法をテストした。サンプルは幅 5cm の 3 つの溝を使ってトレンチ T4 から採取した。

### 3. 方法

Fig. 1 に示された単位重量当たりの初期帯磁率データは MFK1 (AGICO) を使って得た (Font et al., 2010 の方法を見よ). X 線回折(XRD)は SIEMENS D-5000 を使って 11 のサンプルについて行った(バルクサンプルと粘土粒子 $<2\mu\text{m}$ ). 粉末化した( $<63\mu\text{m}$ )バルクサンプルは  $2^\circ$  から  $65^\circ$  の  $2\theta$  の間で走査した. 粘土粒子のサンプルは乾燥したガラススライドに粘土粒子を混ぜた懸濁水をのせてエチレングリコール溶媒を加え  $550^\circ\text{C}$  に熱して作成した. 定量的見積もりは Schultz (1964) と van der Marel (1966) によって計算された強度ファクターを使った.

地球化学的データは堆積サンプルにおいて ICP(AES と MS), AAS と XRF の 3 つの方法で得た. Si, Al, Mg, Fe, K, Mn, Ti, P, Ca の化学分析は PANalytical の Magix 蛍光 X 線分析によって行った. Varian 220-FSQU-106 元素吸光分析計(AAS)は Na の測定に使った. 試料は四ほう酸リチウムとの溶解混合からガラスディスクの作成の後に分析した. 強熱減量(LOI)は  $950^\circ\text{C}$  とした. 微量元素濃度は ICP-AES と ICP-MS の誘導結合高周波プラズマ分光分析によって測定した. サンプルは酸処理(HF,  $\text{HNO}_3$ , HCl)により標準的な前処理後, 分析した. 11 のサンプルの炭素, 水素, 窒素, 硫黄は LECO CHNS-932 によって分析した.

計 22 に及ぶ半定量的な XRF 解析(cps)は, より高解像度で傾向を同定するために行った (Croudace et al., 2006; Rothwell and Rack, 2006; Martin-Puertas et al., 2011). バルクサンプルは一晩かけて凍結乾燥し, めのう乳鉢で粉末化した. 粉末サンプル( $\sim 200\text{mg}$ )は連続 5 回の計数読み取り(30 秒に固定した計数時間周期)のためのロジウム管が装備された自動式波長散乱分光計 Philips PW 1400 を使って照射した.

拡散反射スペクトル法(DRS)は, 白色光に対するサンプルの反射率パーセントに基づく迅速かつ非破壊の方法である. それによって鉱物的変化, 粒径変化についての定性的情報を得られる(Adkins et al., 1997; Ji et al., 2001). DRS の方法は様々な研究に応用されてきたが (Clark et al., 1990; Adkins et al., 1997; Ji et al., 2004), 津波堆積物に試されたことは一度

もない．分光スペクトルデータは CIE(*Commission Internationale de l'Éclairage*) 1976 L\*a\*b\* space (Pauli, 1976)(ここでの L\*は明暗を表す軸で, a\*は赤/緑の軸, b\*は黄/青の軸)で広く知られている．ここで, 堆積物コアの 2 cm ごとに色データの 3 つの測定値を X-Rite Colourtron スペクトル分光器を使って得た．

粒径は 0.5~300  $\mu\text{m}$  (11~1.75  $\phi$ ) の範囲の粒子については Malvern Mastersizer Microlaser 解析機で測定し, 0.04~2000  $\mu\text{m}$  (~15 ~ -1  $\phi$ ) の粒子集団, すなわち極細粘土から極粗粒砂の粒子については Coulter LS230 レーザー粒子解析機で測定した(Blott and Pye, 2012)．Malvern 法によって分析したバルク堆積物は最初に, 凝集しないように粉末状ヘキサメタリン酸ナトリウム(1g/dm<sup>3</sup>)を加え機械的攪拌を行った．その後 Malvern, Coulter 計数機での分析では, 鉱物あるいは無機的な粒子は過酸化水素で有機物除去の後, 分析した．最後に, Malvern 法でのみ分析された珪質碎屑粒子は 10%HCl の酸性アタックによって炭酸塩粒子を除去した後, 分析した．これによって砂丘と周りの岩壁からの碎屑性の炭酸塩と生物源の炭酸塩部分を除去して, 細粒の陸上源粒子(エスチュアリー粘土)の粒径を議論できる．

微小/大型動物相分析は 10 サンプル(25g)について行った．バルクサンプルは目開き 1mm のふるいで洗った．二枚貝と巻貝は種レベルで同定し, 半定量的分析のため数えた．サンプルごとの種の豊富さは次のように記載する: 極まれ(1 標本), まれ(2-5 標本), 多い(5-10 標本), 非常に多い(10 標本かそれ以上)．微化石分析のために, 10 サンプル(10g)を目開き 63  $\mu\text{m}$  のふるいで水洗し泥を除去した後, 乾燥した．各サンプルにおける 1g ごとの種の豊富さと個体数の両方を計測した．

Fig.1. A)ボカドリオエスチュアリーの地形図 B)トレンチ 4 から採取した柱状堆積物の写真 C)Font et al. (2010) (T1~T3)と本研究(T4)から得た堆積物の単位重量あたりの初期帯磁率で, エスチュアリー全体でバルク鉱物学的組成が同じトレンドがみられる．

#### 4. 結果

## 4.1 粒度分析

ボカドリオ津波堆積物の $\sim 0.02$  から  $2000 \mu\text{m}$  の粒度分析は Hindson et al. (1996) と Hindson and Andrade (1999) がすでに行い、公表している。それらと我々の結果を合わせるために Coulter 粒度分析計を使い、 $<2000 \mu\text{m}$  の範囲で粒度分析を行った。しかしながら、我々の主な目標は、Malvern 粒度分析計を使って $<300 \mu\text{m}$  の粒子の分解能を上げる事であり、その粒子サイズは全磁力の信号の原因となる粘土と酸化鉄 (Font et al., 2010; Hatfield et al., 2010) の粒径サイズに一致する。結果は Fig. 2 に示す (補足データとして表 1 と 2 も見よ)。

サブユニット B1 の $<2000 \mu\text{m}$  粒子の結果は、逆級化層理、すなわち中粒砂の増加による平均粒径の上方への増加を示す( $350 \mu\text{m}$ , Fig. 2A)。中粒砂の増加はシルトの減少と一致し (Fig. 2)、粗粒砂と極粗粒砂の量は少なく垂直的变化に乏しい (Fig. 2)。この下部のユニットはまた、炭酸塩粒子を除去した後の細粒堆積物分析ではかなり異なった粒径分布を示す (Fig. 2A)。上部サブユニット (B2) はむしろシルトと極細粒砂 ( $100 \mu\text{m}$ ) の緩やかな増加と一致し、同じ傾向が $<300 \mu\text{m}$  と $<2000 \mu\text{m}$  の粒子でも観察される (Fig. 2)。このより細粒な堆積物の上方へ向かっての緩やかな増加は、サブユニット B2 の上端部で粗粒堆積物 (中粒砂と粗粒砂) の混入によって妨げられ、粗粒堆積物の混入は $<300 \mu\text{m}$  と $<2000 \mu\text{m}$  の粒子の平均粒径の真の増加を引き起こす (Fig. 2)。B1 から B2 への変化は細粒砂と極細粒砂の増加、中粒砂と粗粒砂の欠如によるもので、平均粒径が  $400 \mu\text{m}$  から  $100 \mu\text{m}$  に減少する (Fig. 2B)。

Coulter 計数計 ( $<2000 \mu\text{m}$ ) と Malvern ( $<300 \mu\text{m}$ ) の堆積物粒径は Fig. 2B に示す。津波堆積層と下層のユニット C との境界は明瞭である。ユニット C は、粒子の分布が多峰的であり、 $3\sim 12 \mu\text{m}$  の範囲で、淘汰が非常に悪い (Fig. 2)。 $<300 \mu\text{m}$  を対象とした分析によって判明した深さ  $74\text{cm}$  の低い平均粒径、低い淘汰度、低い含砂率はユニット B の真ん中にある泥塊の存在によるものであることに注目せよ。この解釈はコアの肉眼観察と一致する。一方、ユニット C と A は有機物の除去後では、中粒シルトで特徴づけられ、ユニット A の上部

40cm は細粒化して平均粒径は細粒シルトとなる(Fig. 3). さらに, これら 2 つのユニットは両方とも中粒シルトに分類されるが, それらの珪質碎屑物の平均粒径と淘汰は粒度分布と同様に統計的に異なっている( $n=52$ ,  $p<0.001$ ). 要約すると, 津波堆積物の粒径の母集団は砂サイズの範囲内で 3 つのモードの存在を示唆する. ; 4 つ目のモードは堆積物の基底部の石灰質碎屑物と砂礫で示され, 最終的に 5 つ目のモードは泥質堆積物によって示される. これはすでに Hindson and Andrade (1999) が記載した 5 つのサブユニットにあたる.

Fig. 2. 粒径, 淘汰と平均( $\mu\text{m}$  表記). 上のパネルは全トレンチの粒径分布を示し, 下のパネルは津波堆積物中の様々な粒子の粒径分布を示す. 過酸化水素水を加えて有機物を除去し, その後 HCl を加えて炭酸塩粒子を除去してから細粒の無機物かつ, 珪質碎屑粒子の粒径を得る.

## 4.2. 鉱物学的特徴

### 4.2.1. 堆積物全体の鉱物学的特徴

鉱物学的結果は X 線回折を使う事で得られ, Fig. 3 に示す(補足データの表 3 も見よ). バルクサンプルの鉱物学的特徴が, 2 つの異なった鉱物の組み合わせを示す. : 組み合わせ 1 はフィロ珪酸塩-石英-(長石, 苦灰石, 方解石)から成る. 組み合わせ 2 はフィロ珪酸塩, 石英, 方解石, 苦灰石(あられ石-長石)から成る. 組み合わせ 1 はユニット A と C のシルト質粘土においてみられる. フィロ珪酸塩(66-79%)と石英(19-30%)とそれらより少ない長石(カリ長石>斜長石)を伴った, 方解石と苦灰石のローカルトレーサは注目に値する. 組み合わせ 2 はユニット B(つまり津波堆積物)でみられ, フィロ珪酸塩(40-61%)の含有量がより低く, 石英(32-37%), 方解石(2-13%)と苦灰石(4-11%)から成る. 少量の長石(カリ長石>斜長石)とあられ石のトレーサもまた確認された.

### 4.2.2. 粘土鉱物の特徴



粘土粒子(<2  $\mu\text{m}$ )の研究によって3つの主な鉱物の存在が明らかになり、適切な処理の後、それらの鉱物は我々に1つの顕著な膨潤相と2つの非常に弱い非膨潤相の存在を推測させた(Fig. 3; 補足データ表 3). 実は、空気乾燥させて方向性を持たせた凝集体の研究は14–15 Åの非常に強い反射を持つ面間隔と10.01 Åと7.15–7.17 Åの2つのより弱い反射を持つ面間隔があることが明らかになった. エチレングリコールを使った処理で14–15 Åの反射が16.80 Åに変わり、それで2:1の膨潤フィロ珪酸塩が明らかになった. 550°Cの処理で9.9 Åへの反射の変化が起き、これは水和型交換可能な陽イオンで占められる層間空間をもつ鉱物内の構造の崩壊過程と一致した. 全ての識別された特徴によってサンプルの膨張鉱物はスメクタイトであることが分かった. 10 Åの粘土鉱物は、上記の処理の適用後、その底面間隔の変化を示さず、熱処理した後のエチレングリコールを用いて約9.9 Åのままなので、イライトと識別した. 3番目の約7 Åの粘土鉱物は、エチレングリコール処理後の底面間隔は変化しないが、熱処理後に消えるのでカオリナイトと識別された. すべてのサンプルで不規則なイライト–スメクタイト混合層をわずかに認識した.

全鉱物にみられる2つの鉱物の組み合わせにおいて、粘土鉱物集合体はイライト(65–72%), スメクタイト(16–28%), カオリナイト(~10%)で構成されている. 特定の傾向は検出されていないが、フィロ珪酸塩含有率に基づくところら粘土鉱物の大部分は組み合わせ1にたまる. 実は、この鉱物の組み合わせのバルクサンプルで計算される含有量はイライトについては45–58%, スメクタイトについては12–21%, カオリナイトについては4–8%の間で変化する. 一方、鉱物の組み合わせ2では、イライトが29–42%, スメクタイトが8–15%, カオリナイトが3–4%と比較的低い含有率がみられた.

起源の観点からみると、鉱物の組み合わせは、近接した粘土ユニットに由来すると思われ、一方、方解石とあられ石の存在は主に生物碎屑物に由来する.

Fig. 3. バルクサンプルと粘土粒子の鉱物学的組成(wt.%)

### 4.3.地球化学

#### 4.3.1.標準化

地球化学的要素の標準化の有用性の簡単な議論について、我々は Chague-Goff (2010)の研究をここで言及する。現在の研究について、我々は元データと  $\text{Al}_2\text{O}_3$  で標準化したデータを示す(Figs. 4-5; 補足データの表 4, 5, 6)。元データは津波堆積物とその下の粘土質ユニットとの境界での変化をよりよく示す。一方、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  で標準化したデータは別の供給源からの物質に関する情報を与える。

#### 4.3.2 主要元素

津波堆積物に含まれる主要元素は上下の粘土質ユニットよりも Ca 含有量がかなり高いことを示す。SiO<sub>2</sub> 含有量は津波堆積物において 4–5%とわずかに増加するが、ほかの元素は上下の粘土質ユニットより低濃度である(Fig. 4)。地球化学元素の成分は、各サブユニット内で 2 つの緩やかなトレンドがみられる：i)サブユニット B1 の基底部から最上部までの主要元素と微量元素の増加、続いて ii)サブユニット B2 の基底部から最上部までの減少である。Ca は基本的に方解石あるいはまたあられ石(砕屑性と生物源)に由来し、Si は珪質砕屑物の流入(砂と粘土)を起源とする。Na と Cl は津波堆積物においてわずかに減るが、津波堆積物の基底部でピークを示す(Fig. 4)。Fe と Ti の減少はルチル( $\text{TiO}_2$ )とチタノマグネタイト( $\text{Fe}_{2-x}\text{Ti}_x\text{O}_3$ )に由来し、それらは津波堆積物で見られる帯磁率の低い値と一致している(Font et al., 2010)。有機物の分布に関して、元素分析(CHNS)は津波堆積サンプルにおける有機炭素は減るが無機炭素は増加することを示す(Fig. 4)。C の高い含有量はほとんど炭酸塩(生物砕屑と岩石断片)によるものであるという事実があるが、N と H の減少によってこの解釈は支持される。S はすべてのユニットで低濃度である(Fig. 4)。

これらの結果は津波堆積物の地球化学的特徴は、近隣の粘土質ユニットに含まれるフィロ珪酸塩が供給源で、大量の方解石や珪素のような非磁性鉱物によってフィロ珪酸塩の濃

度は薄まるというものである。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>によって標準化された定量的データは、津波堆積物の特徴と泥干潟の特徴との関係を裏づける。これらの結果は、SiO<sub>2</sub>とCaO(貝破片と方解石とケイ素片)の外来の供給源を示す。これはAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>と、堆積物に含まれる鉱物の主要元素(TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)との間の非常に高い正の相関(R<sup>2</sup>>0.95)を示す2変数分析によっても表される(Fig. 5)。逆に、SiO<sub>2</sub>とAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>そしてCaOとAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>は負の相関を示し、相関係数は0.95に達する。粘土に含まれるフィロ珪酸塩と海浜からの生物源/陸源炭酸塩に加えて、他の主元素(K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>OとMgO)のわずかだが注目すべき増加が観察される(Fig. 5)。MgOはほとんど苦灰石が起源であり、Na<sub>2</sub>OとK<sub>2</sub>Oは雲母鉱物と長石に関係づけられる。しかしながらNa<sub>2</sub>OとK<sub>2</sub>Oは海水からもたらされる塩による可能性もある。

Fig. 4. 地球化学的データ。主要元素(上にある)：定量的データ(wt.%)と海水(Ca, Na, Cl)と陸成・高エネルギー(Al, Fe, Ti, Zr)指標(計数毎秒)のトレンド。元素分析(C, N, H, S)もまた示す。微量元素(下にある)：海水(Sr, Ba, Br)と高エネルギー(Zr)指標(計数毎秒)と定量的なAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>の標準化された微量元素のトレンド。

#### 4.3.3. 微量元素

微量元素分析は主要元素と津波堆積物中の海洋性・陸性の敏感な元素(Br, Ba, Zr 計数毎秒)の相対的な減少(Fig. 4)で示された鉱物学的解釈と一致する。逆に、Srは津波堆積物中で増加する。これはCaのトレンドに矛盾せず、Caは生物起因(貝破片)である。海水の侵入を表す信頼性のある指標と通常考えられているBaとBr(Chague-Goff, 2010)の相対的な減少は、エスチュアリーから洗い出される粘土の再堆積と海浜から運ばれる大量の砂と炭酸塩による希釈によりうまく説明がつく。細粒砂とシルト含有量だけでなくFe, TiとAlのトレンドに似たZrにも同じことがいえる。

定量的データ( $\mu$  g/g)は津波堆積物の特徴がほとんどTTEs(微量遷移元素), REEs(レアアース元素とY), RbとBaに関係していることを裏付ける(Fig. 4)。Alで標準化した値はSrを除いてほとんど変化を示さず、粘土粒子(フィロ珪酸塩)あるいはまた長石に関係があると

解釈される。一方、津波堆積物は Sr に富み、U, Th, As, Pb にわずかに富む(Fig. 4)。Sr 含有量の増加は生物起源の炭酸塩の流入によって容易に説明され、他の元素の増加は陸源、人為起源の影響あるいはまたのちの堆積物流動によるものと解釈される。

Fig. 5.  $\text{Al}_2\text{O}_3(\%)$ に対する主要元素の 2 変数プロット(左側)は津波堆積物の陸源の元素とエスチュアリー粘土の陸源の元素との正相関を示し、砂丘のような全く別の起源の指標の CaO と  $\text{SiO}_2$  とは負の相関を示す(右側)。

#### 4.4. 拡散反射スペクトル法

全堆積物と珪質碎屑粒子の DRS 分析の結果を Fig. 7 に、3 つの測定値の平均値と標準偏差を示す。全堆積物サンプルの結果は 3 つの堆積ユニット間の色のごく小さい差異を示す。津波堆積層はわずかに明るいように見え、それは  $L^*$  値のわずかな増加でわかる。これは有機物含有量の減少と方解石または炭酸塩元素の増加によるものである(セクション 4.3 をみよ)。この層はまた 3 つの色の成分値に関してかなりの違いがあり、大きな標準偏差によって表される。この特徴は粒子やこれら明確な高エネルギー堆積物の起源、粒径における堆積物の不均質と一致する。

逆に、珪質碎屑粒子の DRS 分析の結果は 3 つの異なった堆積ユニット間で有意な差異( $n = 52, p < 0.001$ )を示す(Figs. 6–7)。ユニット B と A はまた下部と上部の間で差異を示す。より明確な視点から見ると、ユニット C は暗く、赤く、黄色いユニットであり、津波ユニット(ユニット B)の下部の特徴とも一致するようだ。対照的に、このユニットの上部はユニット A の下部へ変化する層にあるように見え、徐々に明るく、赤や黄色でなくなる(Fig. 6)。ユニット A の上部は、上限から 30 cm にかけて色が変わらない。ここで 2 つの要点を置くことが重要である。第一に、珪質碎屑粒子に見られた標準偏差はごく小さく、すべてのコアで、(津波堆積層中ですら)変化しない。これは、この粒子がバルクサンプルで上記に記したものと対照的に、各サンプルで“純粋”または均一だということを示す。第二に、津波堆

積層中の珪質碎屑粒子は、上下にある堆積ユニットの珪質碎屑粒子の 2 つの端成分間の混合と考えられる(Fig. 7).

#### 4.5. 大型・微古生物学的特徴

トレンチ 4 において基底から上限までの 3 つのユニットで識別された大型・微小動物相分析(Fig. 8) :

ーユニット C(津波堆積物の直下)は少数の有孔虫標本(*Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina seminulum*, *Elphidium*)とオストラコーダ標本(*Loxoconcha rhomboidea*)を産する. 二枚貝 *Mactra stultorum* の破片が、これらの粘土層の上部で見ついている. この有孔虫群集は南西スペインのほかのエスチュアリーや河口の近くの海域(塩分が 34–36‰)で見つかるものに類似する(Gonzalez-Regalado et al., 2001). これらの場所で、オストラコーダ *L. rhomboidea* は流路の末端あるいはエスチュアリーの主流につながるごく浅い支流の河床底に生息する(Ruiz et al., 2000).

これらの環境の底質は、ユニット C の堆積物のようにほとんどが粘土質/シルト質である(Fig. 2).

ーユニット B(津波堆積物)は 2 つの層に分けることができる. 堆積物の基底(B1)は、離弁の二枚貝 (*Mytilus edulis*, *Mactra stultorum*, *Glycymeris glycymeris*, *Ostrea edulis*, *Acanthocardia tuberculata*)と巻貝(*Hinia reticulata*, *Calyptrea chinensis*, *Rissoa* sp.) の大型標本(全長 1-7cm)を含む. それらの多くは部分的に破片化していたり、再堆積の証拠を示し、殻や甲羅の縁は丸くなっていたり生物浸食の痕跡をともなっている. 有孔虫 (*Elphidium macellum*, *Heterolepa bellincionii*, *Pullenia bulloides*)とオストラコーダ (*Loxoconcha elliptica* の成体)はまれで、一方、棘皮動物の太い棘や細い棘もある. 大型の生物碎屑物と再堆積した種の存在は、乱流状況下での運搬を示す. 二枚貝の記録は、海洋起因の指標となるが、それらの大部分はおそらく近くの海浜や砂丘から運搬されたも

のである。そのことは死後の殻に穴をあける生物による貝殻のフィードバックや激しい再堆積があったことを示す生物浸食構造や磨減した角の存在が証明する。同様に、エスチュアリーの水溶性オストラコーダ *L. elliptica* の存在もまた、下位のエスチュアリーの粘土の再堆積の指標となる。その上位層(B2)は二枚貝(*Macoma melo*, *Macra stultorum*, *Macra glauca*)の幼貝(直径< 2cm), 複数の稀な巻貝(*Calliostoma zzyphinum*), より多様な有孔虫群集(*Elphidium* spp., *Lobatula lobatula*, *Quinqueloculina seminulum*, *Triloculina trigonula*), オストラコーダ(*Loxococoncha elliptica*)の成体と幼生, 棘皮動物(*Echinocorys?* *Paracentrotus?*)の多数の破片(甲, 太い棘や細い棘)によって特徴づけられる。この層は近くの砂質堆積物(海浜または砂丘)の浸食や *L. elliptica* の個体群を伴った小さな潮間帯のエスチュアリーの河床の浸食からもたらされたのかも知れない。この種の幼体の存在は、懸濁状態での運搬を意味する。B1 よりも粒径(より小さな軟体動物碎屑物を含む)が相対的に小さいことは流速の減少を示唆する。津波堆積物全体で、ポルトガル・スペインの南部の近海に生息する潮下帯のオストラコーダ群集(Ruiz et al., 1997; Cabral et al., 2006)の欠如に注目せよ。この場合、津波堆積物は供給源が近いことになる。この古生物学パターン(より下位層は古微生物学的記録に乏しく、より上位層は古微生物群集が多様であること)と平均粒径の減少は 2010 年 2 月のチリの大地震によって堆積した津波堆積物で検出されている(Horton et al., 2010)。

ーユニット A(津波堆積物の上にある)は 3 つのセクションに分けられる。最下部(A1)は少数のオストラコーダ(*Cyprideis torosa*)と若干の有孔虫の破片, 再堆積した殻で特徴づけられるが、微小動物相はない。*C. torosa* は世界中に分布する種で、池, ラグーン, 製塩所あるいは湿地に生息し、, *Loxococoncha elliptica* や *Loxococoncha rhomboidea* とくらべて、より閉塞した環境を好む。色斑は細粒基質に関係し、ユニット C よりも塩分が低下したことを意味する(Cabral et al., 2011)。A2 は有孔虫や貝形虫が産出しないので潮上帯の環境になったためであろう。最後に、最上部(A3)はトレンチ内で最も多様な淡水性オストラ

コーダ群集(*Herpetocypris reptans*, *Cyprinotus salinus*, *Cyclocypris laevis*, *Ilyocypris lacustris*)を含み, シャジクモ(*Chara hispida*, *Chara vulgaris*)の特有の記録は現在の状況によく似た, 淡水でとても浅い池や湿地の存在を示唆する(Mischke et al., 2003).

我々の古生物学的データは先行研究と一致し, 1755年の津波堆積物は, エスチュアリー  
の粘土の汽水から淡水の群集とは相反した海洋環境を示唆する再堆積した有孔虫とオスト  
ラコーダを含むことを裏付ける(Hindson et al., 1999). これらの動物相データは1755年の  
津波による海水の流入が, この地域の部分的な孤立を引き起こしたことを示し, CからAへ  
の塩分の減少と穏やかな環境への変化を説明する.

Fig. 6. バルク堆積物と珪質碎屑粒子に関する CIE L\*a\*b\*c システムで表した可視域拡散  
反射スペクトルデータ. 珪質碎屑粒子は HCl による炭酸塩除去後に得た.

Fig. 7. b\*に対する珪質碎屑粒子(AS)の平均粒径との2変数プロットで, 津波堆積物の基底  
部はユニット C の珪質碎屑物に良く対応し, 津波堆積物の上部はむしろユニット A と良く  
対応する. 津波堆積層の中部のサンプルは, ユニット C とユニット A の中間に位置する.

## 5. 議論

津波堆積物の基準は, 堆積物の供給源にかなり依存するので, 堆積的設定と環境設定に関  
して, 信頼できる津波堆積物の基準を設定することが重要である. ここで, 我々は複数の津  
波堆積物が同定されている南ポルトガル海岸, Gulf of Cadiz にあるような砂州で作られた  
エスチュアリーの設定に焦点を当てた(Hindson and Andrade, 1999; Hindson et al., 1999;  
Kortekaas and Dawson, 2007; Font et al., 2010; Costa et al., 2011, 2012). 最初に, 我々  
は津波堆積物の特徴と堆積物供給源を議論するために, ボカドリオエスチュアリー  
の堆積学的, 鉱物学的, 地球化学的データを使った. それから, これらエスチュアリー  
の設定にお

いて地球化学的基準が津波堆積物の同定にどれだけ有用であるかを議論する。最後に、我々は高潮の波と遡上波/引き波の識別を試みるため、流体力学的制約の観点から粒径と組成のデータを解釈する。

Fig. 8. 微小・大型古生物群集。

### 5.1. ボカドリオにおける 1755 年の津波堆積物の特徴と堆積物供給源

最近 10 年間で津波堆積物の同定を扱う多くの研究がされたが、それらのうち地球化学的データを堆積学的, 鉱物学的, 古生物学的アプローチと結び付けようとしたものはほとんどない(Minoura and Nakaya, 1991; Minoura et al., 1994; Goff and Chague-Goff, 1999; Brookfield et al., 2006; Schlichting and Peterson, 2006; Nichol et al., 2007; Chague-Goff, 2010; Pozo et al., 2010; Chague-Goff et al., 2012; Jayawardana et al., 2012; Ramirez-Herrera et al., 2012; Roy et al., 2012; Chague-Goff et al., 2012). しかしながら, 複合分野のアプローチは, 津波堆積物の特徴や津波堆積物の供給源についての重要な情報を示すことができるので, ここでの我々の目標はそれをするることである。

鉱物学的な観点から見て, 堆積物を全体的に見ると(堆積的にサブユニットを区別しないで), ボカドリオエスチュアリー の 1755 年の津波堆積物は, 上下のエスチュアリー の粘土ユニットに比べて石英, 方解石, 苦灰石に富み(Fig. 3), フィロ珪酸塩(Fig. 3), 酸化鉄に乏しい(Font et al., 2010)という特徴をもつ。粘土(カオリナイト, スメクタイト, イライト)は津波堆積物と粘土ユニットでは同じであり, 津波堆積物中にユニット C の泥塊が存在する(Hindson and Andrade, 1999)。これら鉱物学的特徴は, 特徴的な地球化学的トレンドに由来する。地球化学的トレンドとは, Sr と Ca は相対的に増加して, 海洋指標(Ba, Br)と高エネルギー指標(Fe, Ti, Zr)は多くの微量元素と同様に系統的に減少するということである(Fig. 4)。

砂粒子の 3 つのモード(900  $\mu$  m, 400  $\mu$  m, 100  $\mu$  m)の同定は様々な堆積物供給源を示唆す



る。これらの粒子は Hindson and Andrade (1999)が分析した現在の海浜堆積物と比べられ、ユニット B の中粒砂と粗粒砂は前浜と砂丘の堆積物と非常によく一致する。しかしながら、海岸のバリアーからの堆積物は、サブユニット上部で同定された極細粒砂のモードを説明できない。というのも極細粒砂の存在は、現在の海岸のバリアーにおいては極めて稀あるいは逸話に基づいているからである(砂丘堆積物中では極めて低濃度)。極細粒砂の供給源を理解するために、我々は極細粒砂の地球化学的特徴の変動度を比べて、Ti と Fe の増加とよく一致していることが分かった。

津波堆積物の大型・微小動物相群はエスチュアリー粘土から再堆積した種(有孔虫とオストラコーダ)と海岸のバリアーからの貝破片の混合(二枚貝と巻貝)を含む(Figs. 8-9)。我々はフィロ珪酸塩、重鉍物(Ti, Fe, Zr)、一般的な海水指標(Na, Cl, Ba, Br そして他の微量元素)の減少を、エスチュアリー粘土の再堆積と続いて起こる海岸のバリアーからの大量の珪質碎屑物(石英)と炭酸塩物質(方解石)の希釈によると解釈する。

実際、津波堆積物中の Fe と Ti の含有量の減少(Fig. 5)は、単位体積あたりの初期帯磁率と等温残留磁化のデータとよく合い(Font et al., 2010)、酸化鉄(下位の泥層の再堆積起源)の濃度は海岸のバリアー源の方解石や珪酸塩の大量の非磁性物質で薄まる。これはまた津波堆積物中の Sr と Ca の増加によって裏付けられ、貝破片(有孔虫、オストラコーダ、二枚貝、巻貝)、碎屑性の方解石・苦灰石流入による(Fig. 9)。碎屑性の方解石・苦灰石は、この地域の地層で発見される(白亜紀の石灰岩とジュラ紀の苦灰岩； Fig. 1)と同様に穴に溜まった礫でも見つかる(Fig. 9)。貝破片と礫は、現在、嵐のような高エネルギーイベントで海浜上部に堆積する(Fig. 9)。それゆえに、大量の方解石と珪素(石英)は 1755 年以前のボカドリオエスチュアリーの海岸のバリアーの浸食に起因すると解釈される。海岸のバリアーは非常に動的な環境であり、高い空隙率を示すので、それらの堆積物中の有機物は減る(たとえば Ba を固定できる)。加えて、典型的な海洋の可動元素(Ba, Br, Na, Cl)は海浜堆積物では洗い出されるので、それは津波堆積物中では希釈である。加えて、グラフの Fe と Ti の変わり方

は極細粒砂とかなり一致し、津波の遡上時の海岸のバリアーから供給される中粒砂と粗粒砂とは対照的に、極細粒砂は陸源堆積物に由来することを示唆する。

これらの結果は、津波の波によって運ばれた物質のほとんどは、近場の海岸(エスチュアリーと隣接する海浜と砂丘)が供給源であり、アルガルベ地方の先行研究と一致する(Hindson and Andrade, 1999; Costa et al., 2012)。エスチュアリーの地形図(Fig. 1A)とフィールド観察は、1755年の津波により完新世の砂丘バリアーは強い浸食を受けたこと示し、津波は現在の砂質の崖を作って河口の段丘地形の礫場をもたらした。孤立した海洋性の巨礫(20 cm)が岩崖の海拔 6m にパッチ状に分布する。このシナリオはまた、2011年の東北沖津波の珪藻群集が海浜と土壌の浸食に由来した仙台平野のケースと一致している(Goto et al., 2012)。

## 5.2. エスチュアリーの津波堆積物の地球化学的基準

最近、Chague-Goff(2010)は古津波の同定の有用なツールとしての化学的痕跡について議論を呼んでいる。化学的痕跡の活用は簡単ではないが、他の地質学的、鉱物学的指標と組み合わせることで、津波起因の堆積物の同定に役立てることができる。多数の元素は、淡水よりも海水中のほうが高濃度で存在するので、海洋の影響を反映する。硫黄(S)、塩素(Cl)、ナトリウム(Na)、ストロンチウム(Sr)、臭素(Br)、バリウム(Ba)、カルシウム(Ca)は津波の浸水の代替指標としてうまく使われている元素である(Andrade et al., 2003; Cundy et al., 2006; Nichol et al., 2007; Chague-Goff, 2010; Chague-Goff et al., 2012; Ramirez-Herrera et al., 2012; Chague-Goff et al., 2012)。Fe, Ti, Zrなどの重元素は、通常、珪質碎屑性物質、特に粘土鉱物と酸化鉄に由来し、それらは堆積物中の陸源粒子で直接的に変わるがまた、供給源の組成に強く依存する。重元素は、それゆえ陸からの供給源を反映し、淡水よりも海水のほうが低濃度である(Wedepohl, 1971)。加えて、Tiはまた氾濫で、砂鉄の増加を起す高エネルギー堆積物の指標として使われている(Goff et al., 2004b)。

これらの地球化学的代替指標の信頼性は、それらを強く供給源に依存させる堆積的設定、組成的設定の大きな変化によって制限される(たとえばChague-Goff et al., 2012). さらに、エスチュアリーの場合、これらの元素の地球化学的サイクルは固有かつ複雑である一方、系統的解釈を導くデータのある文献はほとんどない(Malcolm and Price, 1984; Bruchert and Pratt, 1996; Chen et al., 1997; Coffey et al., 1997; Gerritse, 1999; Lopez-Buendia et al., 1999; Mayer et al., 2007). ボカドリオエスチュアリーの場合、地球化学データは、文献にあるいくつかの研究事例とかなり対照的で(Ramirez-Herrera et al., 2012; Chague-Goff et al., 2012), エスチュアリーの津波堆積物の指標としての信頼性に議論を呼んだ.

SrとBaを海水流入の指標として、Ramirez-Herrera et al. (2012)はIxtapaエスチュアリー(メキシコ)の2つの砂質ユニットを津波堆積物とした。これは上下の湿地層と比べてBaとSrの濃度が高いからである。SrとBaの相対的な最大のピークは豊富な海洋性・汽水性の珪藻類とともに、オカリトラグーン(ニュージーランドの南島)の1826年津波堆積物中で見つかった(Nichol et al., 2007). 反対に、Chague-Goff et al. (2012)は最近、日本の仙台平野の2011年の東北沖と869年の貞観津波堆積物において、より高濃度のSrが見つかったがBaはより低濃度であることを明らかにした。ボカドリオエスチュアリーの場合、我々のデータは仙台平野の津波堆積物と類似するが、Ixtapaエスチュアリーのものとは対照的である(Ramirez-Herrera et al., 2012). これらの逆説的な観察は、エスチュアリーの設定の複雑性を示すとともにBaを津波堆積物の古塩分の指標とする考えに注意を促す。実際に、Baは通常、海洋の堆積物よりもエスチュアリーの干潟のほうに高く存在する。なぜならばエスチュアリーは溶解したバリウム源で、淡水の河川の懸濁粒子や海水中のMgとCaを交換したBaを含む粘土などからBaが濃集するからである(Chen et al., 1997; Coffey et al., 1997; Stecher and Kogut, 1999). エスチュアリー内での生物生産、すなわち硫酸塩・硝酸塩の供給に依存した溶解したバリウムは重晶石として晶出するので、結果的にBaは沿岸の堆積物で減少する。

1996年春、アメリカのDelaware湾のエスチュアリーで記録された珪藻の大量死滅は重晶石の晶出によると溶解したBaの海水からの劇的な除去によるとされている(Stecher and Kogut, 1999). しかしながら、ボカドリオエスチュアリーの1755年の津波堆積物においては、珪藻も重晶石結晶も走査型電子顕微鏡では観察されなかったが(Font et al., 2010), また、仙台の津波堆積物では溶解したBaと重晶石との有意な相関は観察されなかった. これは重晶石がこの場所でBaの産状の主な様式ではないことを示唆する(Chague-Goff et al., 2012).

Brもまた特に重要である. なぜならばBrは海水で見つかるが陸源では見つからないと考えられ、エスチュアリーの設定においては海洋性の有機物と陸性の有機物を区別するために使われているからである(Fuge, 1988; Mayer et al., 2007). Schlichting and Peterson (2006)は、砂層は、海浜の砂、海洋の珪藻あるいはまた増加した臭素濃度などの海洋指標を示すならば、海洋起源と考えることができると述べた. しかし、Baと類似して、津波堆積物中のBr含有量の相対的増加は、系統的に観察されない. 対照的に、ハワイのPololu湿原の津波堆積物(砂質ユニット)は上下の泥炭層と比べてBr含有量が減少していることを示した(Chague-Goff et al., 2012). 同じことはボカドリオエスチュアリーの1755年の津波堆積物でもあてはまり、粘土層に比べてBaとBrの含有量の劇的な減少を示す(Fig. 5). Pololu津波堆積物とは反対に、NaとCl含有量はBrと類似し(Chague-Goff et al., 2012), 我々のデータはBrとNa,そしてClでは有意な相関を示さない.

高エネルギー堆積物の指標としてのFe, Ti, Zrの有用性は、ボカドリオ津波堆積物の場合、議論が必要である. 実際、FeとTiは基本的にすべてのユニットでチタノマグネタイトとルチルとして見出される(Font et al., 2010). 堆積物の垂直断面におけるFe/Ti比の直線的傾向は、津波堆積物ではFeまたはTiの追加はなかったことを示し、むしろ共通の起源(陸性)を反映する. 津波堆積物中のより低い帯磁率とFe-Ti含有量(cps表記; Fig. 4)は、大量の海浜由来の非磁性の風成砂による再堆積したエスチュアリー粘土の希薄を示す. 実際、風成砂は概して

酸化鉄が減少する一方、酸化鉄は湿原では密度によりたまる(たとえば砂鉄, Luther et al., 1982; Burdige, 2011). これらの研究結果は津波堆積物の特徴が供給源に依存していることを示し, エスチュアリー内の津波堆積物の指標として地球化学的代替指標を考えるときに注意すべきことを促す.

### 5.3. 流体力学的特徴(2つの波か遡上する波と引き波を伴う1つの波か?)

我々の研究は1つのトレンチの高解像度分析を通して, 津波堆積物の同定の基準に焦点を当てているので, 津波氾濫時の流体力学的制約に関する我々の全データの詳しい解釈は本研究の範囲を超えている. しかしながら, 我々の発見はHindson and Andrade (1999)が以前に提唱したモデルを改善する新しい手掛かりをもたらす.

詳細な組織の分析は, 津波堆積物の粒子サイズの急激な変化を示した. すなわち基底層は礫と砕屑物の粒径の無秩序な混合で構成されており, 強い乱流を示唆する一方, 上部は主として級化する砂, シルト, 粘土粒子で構成されており, より低エネルギーの流れを示す(Hindson and Andrade, 1999). これらの特徴によりHindson and Andrade (1999)は2つの連続した波の発生または津波堆積物の最上層は引き波によるとした.

ほとんどの研究事例が, 全津波の侵入では1対の砂層を残すという(Benson et al., 1997). 基底層の砂層は遡上する波で堆積し, 上部の泥質層は引き波で堆積したものである. それゆえに,  $<2000 \mu\text{m}$ の粒子が上方細粒する連続した津波堆積層の累重を示す場合は, 津波の侵入が繰り返した. 我々の結果は1つの侵入波の仮説により整合的であり, 2つの波のシナリオはあまり現実的ではない. 実際, サブユニットB1において密度の小さい鉱物とカルシウムの相対的な上方増加(Fig. 4)は, B1の基底層が上方に向かって低密度になり, 逆級化を伴うことが津波の基底層の掃流による堆積作用と両立することを示唆する(Moore et al., 2011). B1とB2の間の変化は, 中粒砂と粗粒砂の最大の%, 淘汰の顕著な増加に特徴づけられる(Figs. 2-3). 淘汰の顕著な増加は, 氾濫のエネルギーの低下を示し, より選択的で正級

化層理をもたらす。このようなB1とB2の間の流速の低下はまた微小・大型動物相の大きさにも支持される(Section 4.5を見よ)。

加えて、我々はサブユニットB2の引き波起源の仮説を立てた。B2は主にFig. 9に描いたような上流の陸源堆積物の流入から成る。実際、上部層の極細粒砂の増加(Fig. 2), TiとFe含有量の増加(Fig. 4)は低い流れエネルギーに加え、Section 5.1.で示すようにサブユニットB2において堆積物供給源の変化が起きたことを示唆する。このような変化はまたユニットAの珪質碎屑粒子とサブユニットB2の珪質碎屑粒子の間での強い相関によって示され、よって津波堆積層の基底部(B1)はユニットCからのエスチュアリー堆積物とより良い相関を示す(Fig. 7)。最終的に、B2の上部は中粒砂と粗粒砂のごく低い割合の流入による平均粒径の増加を示す(Fig. 2)。これは引き波によるB1堆積物の局地的な再堆積と解釈される。

ユニットCの上部セクションはユニットAと堆積相的に区別できるが(Hindson and Andrade, 1999), 粒径, 色, 古生物学的データのわずかな変化が認められ, ユニットAとCの差異はFig. 9に示したような堆積相の側方変化によることを示唆する。実際に, ユニットAはより細粒の珪質碎屑物の粒径を示し, 淡水の(河川の)オストラコーダ群集を含む一方, ユニットCの珪質碎屑粒子はより粗粒で汽水性の有孔虫とオストラコーダを含む(Figs. 3, 8)。よって我々は, ユニットAとCの違いは海岸線からの距離にあると結論付け, ユニットCは海岸線に近いエスチュアリー堆積物で頻繁に海水の流入の影響を受け, 集合・凝集によって細粒の珪質碎屑粒子の増加を誘発する(すなわち粘土鉱物同士の集合と有機物との集合によってより粗粒となる; たとえばGoldberg et al., 1991; Thill et al., 2001)。一方, ユニットAは上流, 洪水平野または河川で, 淡水が凝集過程を制限する。このようなシナリオはユニットAとCは津波発生時には共存しており, 引き波は陸側の供給源からの堆積物を運搬し堆積が可能だったことを意味する。

エスチュアリーCからAまでの堆積相のタイプの変化は, 津波の発生後, エスチュアリーCのゆっくりとした埋め立てと上流側の堆積相の海の方への前進を示唆する(Fig. 9)。この

傾向はより安定で透水性の低く、ほとんど決壊することのない海岸バリアーに守られたより閉塞したエスチュアリーと一致する。

## 6. 結論

我々の複合分野的アプローチは、ボカドリオエスチュアリーの1755年の津波堆積物を構成する物質は近くに供給源があり、エスチュアリーの粘土の再堆積と海浜からの砂、方解石・苦灰石からなる碎屑物、貝破片、石灰岩片が混合したものである。

1755年の津波堆積物の地球化学的、鉱物学的特徴は海の影響に敏感な代替指標(Na, Cl, Ba, Br)と重鉱物に含まれる元素(Ti, Fe, Zr)の減少に特徴づけられ、これはエスチュアリー粘土の再堆積と海岸のバリアーからの大量の砂の希釈の結果である。海浜や砂丘で発見されるものとは異なった極細粒砂の別の供給源も明らかにされた。この極細粒砂とTiとFeの含有量の強い相関はそれらが上流側の陸源を示唆する。

拡散反射スペクトル法(DRS)は堆積物の色についての情報を与え、この研究ではじめて津波堆積物に適用されている。ボカドリオエスチュアリーの1755年の津波堆積物は、かなりの色の変化によって特徴づけられ、津波堆積物を構成する物質の不均質によるものと解釈される。DRS分析は迅速かつ非破壊であることを考慮すると、DRS分析は再堆積した物質で構成される高エネルギー堆積物の同定のための新たな高解像ツールである。

津波堆積層において、乱流の流体力学的状態下での掃流(B1)から自由落下(B2)への流体力学的状態の急激な変化は、遡上する波と引き波を記録する一つの波のそれぞれのふるまいであると推定される。これは珪質碎屑粒子の平均粒径と拡散反射スペクトルデータの比較すなわち、ユニットC(下流)とその上位の津波堆積物の基底部(B1)における強い相関、ユニットAとその下位の津波堆積物の上部(B2)における強い相関で支持される。

最後に、珪質碎屑粒子のDRSデータと微小・大型動物相分析はわずかだが重要な、津波の直後に起きた環境変化を示す。

この論文の補足データは<http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2013.06.008>にある.

北村晃寿・滝川陽紀