有明海と佐賀低平地の成り立ち

佐賀大学　客員研究員　下山正一

1. はじめに

講演者は有明海や佐賀低平地と言ったローカルな、若い地層を研究している。表面にある若い地層とは市民生活にとって身近で情報が密に詰まった非常に重要な研究対象であるが、地層が露出していないため、これまで地質学の研究対象になりにくかった。しかし、佐賀低平地ではボーリング調査の蓄積があり、膨大なボーリング資料がグローバルな研究を可能にしている。ここでは有明海と佐賀低平地の成り立ちというテーマで謎解きをしたい。謎解きの小テーマは以下の通りである。

1）地質学的に見て有明海とはどんな海か
2）有明海の堆積環境と生物
3）有明海はいつまで遡れるのか、どのように変化してきたか
4）佐賀平野の成立とどのように関係したか、海面変動が鍵
5）近過去の有明海、豊かな海はいつから

私にとり、佐賀平野の歴史と有明海の歴史はほとんどイコールである。両者を結びつけるキーワードが海面（海水準）変動である。グローバルな海面変動と潮汐現象が有明海と佐賀低平地をつくり完成させた。最初に有明海の環境の特徴を述べたい。それから佐賀平野或いは佐賀低平地と呼ばれている地形地質環境が有明海とどのように関わって形成されたかを述べたい。

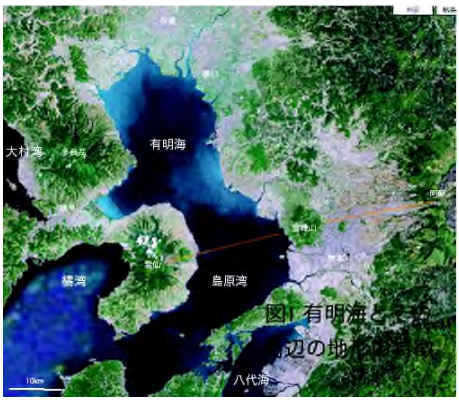


図1 有明海と佐賀低平地の地形

2. 地質学的に見て有明海とはどんな海か

図１はランドサットマップでみえる有明海沿岸の地形である。厳密な意味での有明海は、島原半島北部の雲仙市多比良と長洲町を結んだ線から北側の

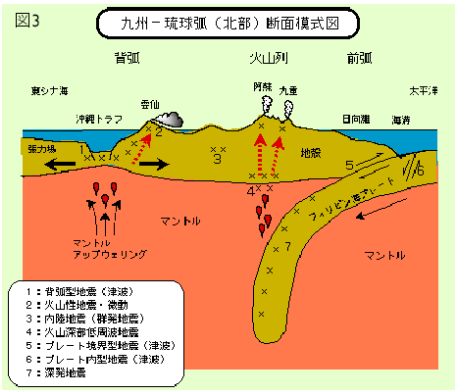
水域のみであり、その南側の水域は島原湾である。有明海の沿岸には標高 10 メートル未満の、低くて平らな陸地が広がっており、低平地とよばれている。低平地の広がりは筑紫平野（佐賀平野、白石平野、筑後平野）、玉名平野、熊本平野に認められる。有明海を囲む高い地形は多良岳、金峰山、雲仙岳などの火山である。このうち雲仙岳、金峰山と阿蘇を結ぶ火山の列（図１のオレンジの線）は、中部九州を横断する地溝帯で、別府 - 島原地溝帯と呼ばれている。地溝帯というのは両側にある断層の中央が落ち込んだ窪地の地形地質をさしている。地殻変動の活発な地帯で、深部に達する割れ目からマグマが上昇しやすい。別府 - 島原地溝帯とは別の大きな窪地群がある。それらは有明海、島原湾、八代海、大村湾、それから橘湾である。このような窪地の集まりは、沈降地形を暗示している。活火山に隣接する窪地は、通常火山から供給される火山灰や泥流などの大量の堆積物（土砂）で埋められて平坦になりやすい。しかしこれらの湾は埋められても、埋められても窪地が残ったものなので、地殻変動で沈み続ける特殊な場所と考えられる。

九州の地殻変動はグローバルな地殻の運動であるプレートテクトニクスと関係している。プレートテクトニクスを簡単に説明する。地球の表面として、例えば殻に多くのひび割れが生じた卵を考える。卵の表面の硬い殻は動かないが、地球表面は十いくつかの切片の硬い板（プレート）に分かれており、それぞれの切片の板が独自に動いている状況である。日本付近のプレートとは図２ に示した４つのプレートである。それらは太平洋プレート、北アメリカプレート、フィリピン海プレート、そしてユーラシアプレートと呼ばれている。地球表面ではプレートが独自に動いているので、丸い地球の上でプレート同士が離れたり、すれ違ったり、衝突している。このようなプレートとプレートの境界には地球の巨大な力が集中する。もし２つのプレートが衝突した場合、どちらか重い方のプレート（海洋プレート）が軽い方のプレート（大陸プレート）の下に沈み込む。プレートの沈み込む場所には海溝ができる。日本列島付近では日本海溝、南海トラフ、それに琉球海溝のような場所である。こういった場所ではプレート同士が衝突して巨大な力が境界部分に岩盤に蓄積される。岩盤に蓄積できる力には限界がある

図2 日本列島付近の地形とプレート

ため、限界に達した力が突然解放されて巨大地震が起こる。4 つのプレートのうち、日本列島に直接力を及ぼしているプレートは太平洋プレートとユーラシアプレートである。これらが、日本列島を東西から押して圧縮力を生み出している。西日本では太平洋プレートとユーラシアプレートの間にフィリピン海プレートが挟まっている。フィリピン海プレートは小さく、自分自身で動いているのではなく、太平洋プレートに押されて受動的に動かされて、九州が載るユーラシアプレートに衝突し、その下に沈み込んでいる。九州の西側には海中にプレート境界とは異なる別の窪みである沖縄トラフがある。このような弧状列島の背後にできた窪みは背弧海盆と呼ばれている。

図 3 は島原の火山の成り立ちを説明した模式図（九州大学地震火山観測研究センター提供）である。重いフィリピン海プレートは軽いユーラシアプレートの一部である九州の下に東側から急角度で九州の下のマントルに沈み込んでいる。前述の、卵のたとえで言うと、黄身の部分が核で、白身の部分がマントルである。フィリピン海プレートは九州の下に沈み込む際に地表から溶けやすくする物質を地下深部のマントル上部に持ち込む。すると通常は固体のマントル上部が一部溶けてマグマができる。できたマグマは周囲より軽いので上昇を開始して地表に達して阿蘇山や九重山の火山活動となる。九州の下に沈み込んだフィリピン海プレートは途中からマントルに急角度で沈み込んでおり、その反動で大陸側に熱の上昇流（マントルアップウエリング）ができる。上昇流で下から熱いものが次々に上がってくると地殻は左右に開いて薄くなり窪地の列ができる。その１つが東シナ海にある沖縄トラフという島弧背後の窪地の列（海盆）である。沖縄トラフの窪地の列が九州の西岸に達して窪地群をつくっており、窪地にできた割れ目をマグマが上昇する。その結果、雲仙には火山、周辺には小窪地ができ、これらが断層で横にずれて阿蘇山や九重山につながって別府 - 島原地溝帯となっている。九州の全体の地形がこのような地殻運動を反映しているといえる。



3. 有明海の堆積環境と生物

現在の有明海の堆積環境をそこに棲息する生物とともに説明する。有明海の特徴は後に出てくる低平地の成り立ちとも関係している。図４は有明海と島原湾での干潟の分布とその区分である（下山, 1996）。黒い部分が泥干潟、黄緑が砂泥干潟、黄色が砂干潟である。泥干潟は踏み込むと脚がめり込む（方言ではいぼる、ぬまる）ので干潮時に干潟を移動するには潟スキーが必要である。それに対して、砂干潟と砂泥干潟（図４凡例の Sand Flat １と２）は脚がほとんどめり込まずに歩ける場所である。特に Sand Flat １は硬い干潟は砂干潟で、ほとんど砂からなり、砂州と呼ばれる。図４に示した有明海と島原湾の干潟には沖側の縁に砂州がずっと延びている様子を示す。有明海干潟は場所によって実に変化に富んでいる。私も最初は広さと多様さに圧倒され、有明海の堆積環境を調べる際には、どこから手をつけて良いのか分らない状況であった。私が有明海の堆積環境の研究を始めた1980 年代は、まだ有明海の魚貝類が豊富だった。潟スキーを持たない私は、干潟全体を歩いて調べることが可能な場所だったのでまず荒尾干潟から堆積環境と生物の調査を行った。

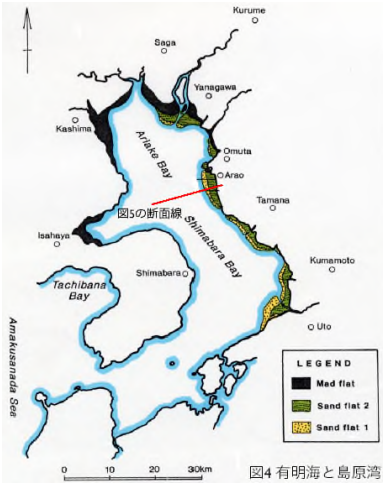


図4 有明海と島原湾の干潟分布

図５は北側から見た荒尾付近の干潟と有明海の海底地形断面である（断面線は図４の赤線）。縦軸は平均海面からの高度、横軸が荒尾の海岸堤防線からの距離を示している。図は縦を横の３倍に極端にのばしたもので、実際の海底面の傾斜はこれほど急ではない。H.W.L.（高潮位レベル）とL.W.L.（低潮位レベル）の間が潮位差で、潮間帯にあたる。有明海の干潟は湾奥で６メ

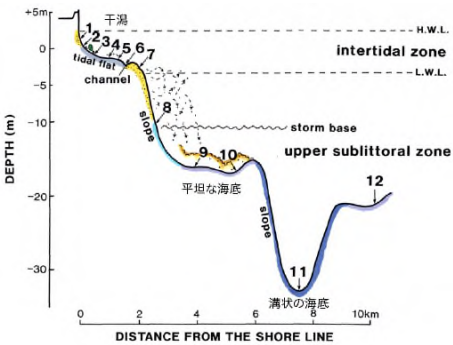


図５　北側から見た有明海の断面

ートルに達する日本最大の潮位差を持っている。荒尾干潟は大部分が砂泥干潟であるが、堤防直下の波打ち際と干潟の先端付近に砂州がある。干潟の先端部と堤防下の波打ち際に砂が多いのは、ここが波や潮流が激しくぶつかるためである。波の力はこれらの場所で最も大きく作用し、砂と泥の干潟から泥などの細かな堆積物を巻き上げて運び去り、砂のような粗い堆積物はその場に残すため砂や貝殻が多くなる。図 5 の海底断面に示すように、干潟の先は深くなって深度 30 メートル以上の海底に向かって落ち込んでいる。干潟で巻き上げられ懸濁した浮泥は比重が重いため下げ潮の時に密度流となって海底に流れ込む。この断面図は、有明海の海底の最深部が深度 30 から 40 メートルの南北方向の溝状地形をしていること、海底のスロープを上がると最深部と干潟方向の間に平坦な海底地形があり、もう一度海底のスロープを上がると干潟になる地形を示している。嵐のとき、波の強さは潮間帯部分の海面近くで最も強く、深くなるにつれて弱くなって、深度 10 メートル付近に引かれた波線付近ではほとんどなくなるので、波浪が伝わる下限と言う意味でストームベースと呼ばれる。それ以深では泥が堆積する度合いが増すため、ストームベースは泥の領域の始まりと言うことで、別名マッドライン、泥の線と呼ばれている。つまりストームベースまでは砂質だが、ストームベース以深は泥の堆積領域になる。それぞれの場所には懸濁物濾過食者や堆積物食者など堆積環境にあった餌を取れるような特徴的な底生動物が生息している。

次に荒尾干潟の堆積環境と生物分布の関係を写真で示す。図 6 は堤防そばの砂浜の写真で、石積みの突堤は向こう側にある船溜りの護岸堤である。荒尾の砂浜は貝殻質で、砂浜の下からは泥干潟が始まっている。海岸の貝殻は大部分がシオフキやアサリのかなり壊れた貝殻から出来ている。図 7 の写真は貝殻質の浜ができる理由のひとつを示している。スケールは図 7 右上の灰色の枠で、縦横が 25 センチ×25 センチである。荒尾の砂泥干潟では春先に海草が表層の貝殻に付着して成長し、貝殻が潮流で洗い出されると、海藻がパラシュートのようになって水流で移動をはじめ、上げ潮と波浪で砂浜の正面に集まる。海岸に

図6　荒尾干潟の貝殻浜（干潮時）

うち上がると海藻は枯れて貝殻から離れるため、貝殻質の砂浜ができる。

海岸から少し沖合の干潟には図８左上のように無数の生物の巣穴が見られる。これはアナジャコの巣穴である。地元ではアナジャコのことを地元ではマジャクと呼んでいる。干潟表面でのアナジャコ巣穴の断面は図８の右上の写真のようになっている。これはエポッキシ系樹脂を巣穴の空洞に流し込んで固めたもので、巣穴の上部はＵの字の形をしている。通常、アナジャコ自体はＵの字の管の底にいて巣穴の海水を循環させて、干潟表面の微生物やデトリタスと呼ばれる沈殿物を食べている。実際の巣穴はＵの字ではなくＹの字の形になっていて、Ｕの字の真ん中から下に延びている垂直管がある。

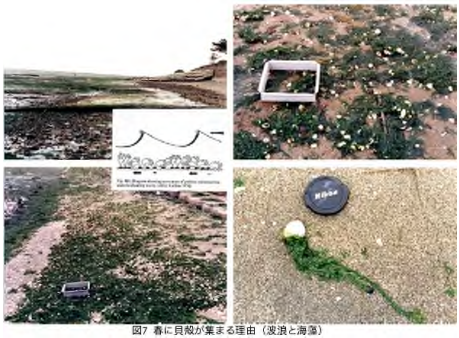


図7 春に貝殻が集まる理由（波浪と海藻）

図8　アナジャコ巣穴

垂直管は延々と下に延びており、流し込んだ樹脂の量から計算しするとその長さは５メートルと推定されたが、おそらくもっと長いだろう。この垂直管の役割は未だに謎で、えさのバクテリアを養殖しているとか、雄と雌のアナジャコがそれぞれ長い垂直管を掘って５メートル下で出会って交尾するためではないかとロマンチックな推測をする生物学者もいる。地層にはしばしば巣穴や足跡などの生痕が見られるので、巣穴も地質学者の研究対象である。堆積した地層の構造は堆積時の情報を知る重要な手がかりとなるが、生痕は地層の構造をかき乱す困った存在と見る人もいる。しかし生痕も一種の堆積構造であり、生痕の密集がゆっくりとした堆積速度を示すほか、生痕の種類から水深など堆積時の情報も得られる。

図 10 の写真右上が巣穴の主のアナジャコ、左がマジャク釣りである。荒尾干潟では初夏の季節は干潟のあちこちでこのようなマジャク釣りの光景が見られる。その方法は、干潟表面をスコップで浅く削って表面の土を除くと巣穴の管が大きく広がるのでそこへ目印を付けた習字筆を穂先が下になるように突っ込んでしばらく待つ。そうするとアナジャコは自分の巣穴に邪魔者が入ってきたと認識して筆をハサミで挟んで押し出そうとする。筆が動き始めたらゆっくりと引き抜いてやる。するとアナジャコもつられて穴から出てくるのでこれを捕まえる。写真を撮影した日は 15 匹ほどとれていた（図 10 写真右下）。

図10 アナジャコ
釣られたアナジャコ

現在の荒尾干潟の岸近くはアナジャコの密生地となっているが、1980 年代のこの場所にはアナジャコはおらず、アサリが多く棲息していた。図 11 は 1987 年当時のアサリとシオフキという 2 種類の二枚貝生貝の分布を示している（熊本県海苔研究所、1987 から改変）。色の濃い場所ほど貝が密集しており、色が最も濃い部分が分布中心である。図 11 をみるとシオフキが密集する部分は干潟の真ん中と沖側の干潟の縁の部分の 2 つあった。図 12 の写真は最盛期のアサリ漁場の様子である。当時のアサリ漁場では、アサリが密生していたので、漁民は殆んど 1 箇所を動かず手の届く範囲を熊手でガサガサ掘りさえすれば、図 12 右上の写真程度の量のアサリが容易にとれた。図 12 下の二枚の写真はアサリ

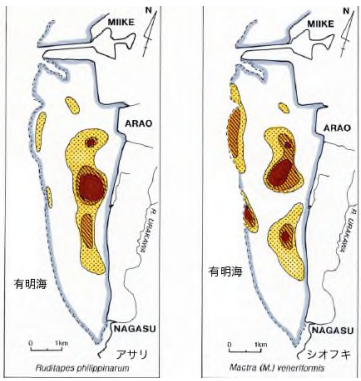


図11 二枚貝の分布

図12 荒尾干潟のアサリ漁場（1989）

密集地の堆積物の表面を示している。貝殻を覆う褐色の珪藻マットがあり、堆積物の表面には通称アサリの“目“と言われる１対の水管が沢山見える（図 12 左下）。狭い範囲に体を寄せ合った形でアサリが棲んでいた様子がわかる。図 13 もアサリ漁場の様子である。1980 年代のアサリ漁場ではアサリが大量に収穫されていたので、図 13 の写真のように収穫物のアサリを干潟に乗り付けたトラックで運ぶような状況であった。必ずしも乱獲していたわけではない。図 13 の左の写真の木枠はサイズ選別用の篩いで、これを使ってあるサイズより大きなアサリだけを選んで採取していた。

図13 アサリが大量に獲れた頃の荒尾干潟（1989）

図 14 は干潟の堆積物を 2mm 目の篩でふるったとき上に残った残渣（礫サイズの堆積物）で、海岸からの距離の違いで比較したものである。写真は左上が岸からの距離 100 メートル、右上が距離 1000 メートル、左下が距離 1300 メートル、右下が距離 1600 メートルの地点の干潟堆積物と生物である。少し見にくいが、1300 メートル篩の中の少し茶色の貝はアサリの稚貝で、殆ど生きている。当時の記録では採集面積は 25×25 センチという非常に小さい領域に 50 個体以上のアサリの生きた稚貝がいた。物凄い密集度であった。このように 1980 年代、荒尾干潟中央の生物はアサリが殆どを占めていたがその後 2000 年代にはすっかり少なくなった。近年やや回復が

図14 荒尾干潟の貝殻堆積物の調査（1989）

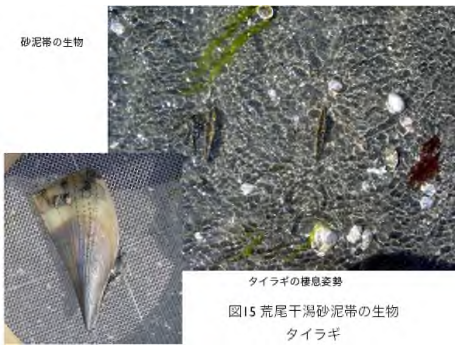


図15 荒尾干潟砂泥帯の生物
タイラギ

みられるものの 1980 年代の面影はない。

アサリの分布地の沖側の砂泥干潟には、やはり近年数が少なくなった他の生物も 1980 年代に見られた。図 15 はタイラギの写真である。の棲息姿勢の写真は真上から撮ったものである。右貝殻は干潟表面に対して垂直に潜っていて、アンカーのような足糸を貝殻の横から出して堆積物に固定し、左右の殻の後端部だけをわずかに干潟表面につき出している。２枚の殻の隙間には水管状になった外套膜の軟体部が見られる。右は掘り出された若いタイラギで、殻高 15、6 センチである。殻高 20 センチ以上の大きなタイラギは水深がより深いところに生息する。図 16 は“人面ガニ”として有名なヘイケガニである。通常は下の写真のように貝殻をかぶっている。

図16 荒尾干潟砂泥帯の生物
ヘイケガニ

図 17 左上は荒尾干潟の沖側を帯状に縁取る砂質干潟（砂州帯）の堆積物である。表面には写真のような漣痕（れんこん）或いはリップルマークと呼ばれる波状の模様が付いている。右図はその断面で、無数の波形の断面の重なりが見える。漣痕は上げ潮時に早い潮流で運ばれてきた砂がここで堆積した様子を示している。砂州帯は図右下のように周囲の砂泥干潟より少し盛り上がっている。砂州の岸側に突き立てたスコップが砂干潟と砂泥干潟との境界を示す。白いものは貝殻破片で、有明海の海砂は火山岩の岩片からなる黒い砂でできている。右下は干潟に棲ん

図17 荒尾干潟砂州帯の堆積物

図18 荒尾干潟砂州帯の生物1

でいたシオフキの貝殻で、干潟堆積物とともに潮流で洗い出されて貝殻だけが取り残されて干潟表面に集中したものである。図 18 は砂州帯の生物で、ここにはマテガイとシオフキが、しばしば非常に密集して生息している。砂州帯では、マテガイとシオフキの生貝だけでなく、これらを捕食する生物もいる。左上は砂イソギンチャクに食べられつつあるマテガイ、左下はアカニシに水管部分を食べられているマテガイである。1980 年代の砂州帯には、いまではほとんどお目にかかれないオオシャミセンガイもいた（図 19）。また、干潟には砂州帯の生物としては漁民に歓迎されない生物もいた。それが図 20 に示したホトトギスガイである。ホトトギスガイは貝同士が足糸でくっつき合ったコロニーを作り、密集帯となって砂州表面をマットのように覆う。菊池川河口干潟ではアサリ漁場を広げる為に、砂州の表面を削平したところ、アサリの前にホトトギスが入ってコロニーを作り、砂州の表面を絨毯みたいにびっしり覆ってしまった。その結果、一時アサリが入れる余地がなくなってしまったがその後ホトトギスガイコロニーが衰退してアサリの漁獲が回復した。

図19 荒尾干潟砂州帯の生物2

図20 菊池川河口干潟砂州帯の生物　ホトトギスガイのコロニー

図 21 は荒尾干潟の西側の有明海の海底が溝状に落ち込んだ深度約 30 メートルの生物である。干潟で巻き上げられた泥とともに下げ潮潮流によって干潟から密度流で運ばれ落ちてきた有機物などの餌を待ち受けている生物がいる。

その代表の１つがこのビロードマ

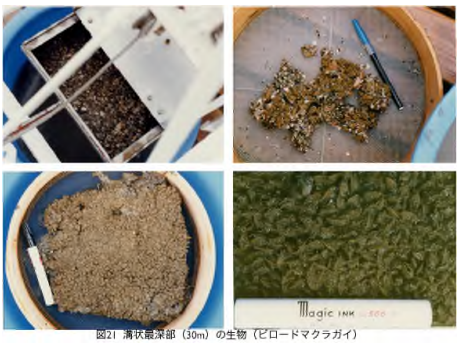


図21 溝状最深部（30m）の生物（ビロードマクラガイ）

クガイという二枚貝である。貝殻の表面には細い毛のようなものが密生して（右下）、泥を洗い落とすと名前のようにビロード生地の表面みたいになる（右上）。これは水深 30 メートルの海底に生息している貝なので、調査の際は船上から採泥機を海底におろして採集する（左上）。そうすると採泥機で真四角のマットのように切り取られて採集されてくる（左下）。それだけ海底にびっしり密生していたのだろう。

堆積物の話に戻る。図 22 は九州農政局が撮影した、荒尾干潟付近の数枚の空中写真で、干潮時に撮られたものである。干潟から有明海の沖側に泥水が流れ込んでいる様子が分かる。干潟では、上げ潮時と下げ潮の時に大量の泥が移動する。上げ潮の時には大量の海水が浅い場所に上がってくる。するとまず干潟前縁部分で強い剪断力（引きはがす力）が働き、堆積物が巻き上がる。それから、上げ潮の潮流はつぎに澪と呼ばれる干潟の水路を通って入り、水路の底の堆積物を再び非常に強い剪断力で巻き上げる。発生した浮泥は少し沈殿するが、潮流が下げ潮に変わると、干潟で発生した泥が有明海に持ち出される。図 22 はこのような泥の巻き上げと移動が盛んに起こっている様子が空中写真に捉えられている。私が見た 1980 年代の有明海は“泥の海”というイメージであった。有明海の奥では河川の浮泥も集まって更に濃い泥の海となっている。

図22　有明海は泥の海

干潟で起こる
泥の巻き上げ

図 23 は柳川市の埋め立て地堤防の泥干潟である。柳川の地先の堤防の沖は泥干潟となっている。泥干潟は立って歩くことはできないため、ここでの移動は潟スキーの世界である。堤防の脇の捨て石の隙間には貝殻がびっしりつまって海岸も埋めていた（図 24）。これはヒラタヌマコ

図23　泥干潟の様子

ダキという二枚貝の貝殻である。ヒラタヌマコダキは近年になって有明海の泥干潟に入り込んだ二枚貝と言われている。図 25 はヒラタヌマコダキの生貝が生息している様子である。この菱型をしている泥の下は全て生きているヒラタヌマコダキである。試しに表面の泥を取り除くと図 26 のように殻を寄せあって密生していることが分かる。ヒラタヌマコダキという貝は生物界ではオポチュニスト（日和見主義者）と呼ばれるカテゴリーに入る生物である。オポチュニストとは、生息環境が自分たちに適する環境で優占していた他の貝が競争力を低下させると、あっという間に増える、その後増えすぎて餌不足となる、あるいは捕食者が増えて、いつの間にか消滅する生物である。有明海でのヒラタヌマコダキの出現のタイミングは、アサリやアゲマキが減少した時期と符合するように思える。ヒラタヌマコダキが増えた時期に、これを餌に（捕食）する生物も一時的に増えた。図 27 はその一つで、サキグロタマツメタガイである。この貝は二枚貝を襲い貝殻に

図24 海岸を埋めるヒラタヌマコダキガイの貝殻

図25 ヒラタヌマコダキガイの生息地（貝の形の穴）

図26 群棲するヒラタヌマコダキガイ

図27 サキグロタマツメタ

歯舌で穴を開けて軟体部を食べる肉食の巻貝である。近年これが東京湾でも出現して養殖している食用の貝を襲うため困っているという話もある。

泥の海のもう一つは有明海に注ぐ河川の河口にも現れる。潮位差の大きな有明海では上げ潮時に河口で再度巻き上げられた泥が浮泥となり、上げ潮と一緒に河川の河口を上流に向かって遡上する現象が見られる。多くの河川では浮泥の遡上は河口堰でストップするが、図28の六角川では河口堰が災害時以外は開いているため、日常的に浮泥の遡上が見られる。大潮の上げ潮の時が最も圧巻で、浮泥が河口で発生して30キロメートルも六角川を上がってくる。そして河口から30km付近の武雄で留まり河川内に堆積する。堆積しきれなかった浮泥は下げ潮時に河口付近にもどり、上げ潮時にまた遡上する事を繰り返している（二渡ほか、1992)。私は海から泥が河川を上がってきて数10kmも上流で堆積する現象を観察しているうちに、これが佐賀低平地の形成と関係しているのではないかと考えるようになった。しかし海から来た泥で陸が埋められて低平地ができたという説明は、教科書にはない、として大体受け入れられない。教科書によれば、泥は陸からやってくる。大水の時に陸地の粘土やシルトが懸濁して疎水コロイドとして川を流れ下り、河口で海の塩水と出会って電荷を失って沈殿するというストーリーである。泥が海からやってくるとは書いてある教科書はない。そこで粘土に着目してみる。有明海の泥干潟や低平地をつくっている粘土は“有明粘土”と呼ばれる特殊な粘土である。有明粘土の起源を鉱物の酸素同位体比で調べた人がいる。元岩手大学の溝田智俊先生である。溝田先生の研究によれば、有明海の粘土は低温でできた通常の粘土ではなく高温起源の粘土であった（Mizota and Longstaffe, 1996)。つまりこれはマグマ起源の火山岩の鉱物が風化してできた粘土で、その後河川を通って上流から有明海に運び込まれたものである。元の起源としては陸であるが、陸から海に入った粘土が、浮泥となって海から再び陸地に戻って低地を埋め立てた、という考えは成立しないだろうか。それには浮泥の遡上現象がヒントになるに違いない。六角川河口では、陸から出てくる淡水と、潮流で海から遡上する海水混じりの泥水がよく攪拌されて陸の有機物が分解され有

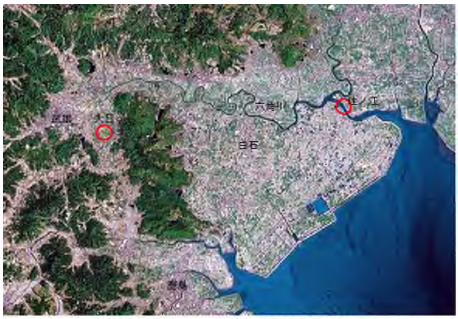


図28 河口で巻き上げられた泥は川を逆流（六角川）

明海の栄養となるプロセスが河川下流部で進行している。その結果、浮泥の遡上域はこの辺の海域の栄養供給に非常に貢献している。浮泥の遡上域を更に詳しく見てみる。

図 29 は六角川河口域の泥質干潟の写真で、場所は住ノ江漁港付近である。六角川下流の河岸で河口から約 30km 上流まで泥の世界がずっと続いている。泥の塩分を調べてみたところ、河口では全くの海の泥だが、上流に行くにつれて淡水と混じるので泥の塩分は少しずつ低下してゆく。そして途中を端折るが、最も内陸の泥の終着点である図 30 の武雄市の大日堰での泥の塩分はほぼゼロとなり、見かけは海の泥だが淡水の泥となる。図 31 はこの泥が海から来た証拠を示している。右上と右下は大日堰の泥（左下）のスミアスライド中の珪藻遺骸の顕微鏡写真である。珪藻とは淡水・汽水・海水に済む微小な植物プランクトンで、塩分によって生息する種が異なる。珪藻には色々な種類や形態のものがあるが、右上写真の大きな丸い形の珪藻殻は円心目のタラシオシラと呼ばれる種類で、これは湾の外の外海、塩辛い所に住んでいる珪藻である。タラシオシラ属珪藻が堆積しているという事から、これは海、それも外海の海水が混じった海からやってきた泥だという事が分かる。もう 1 つの海の証拠はこの殻の中の黒い点々である。これは海底バクテリアの一種で、硫酸還元菌のコロニーであ

図29　六角川河口の泥質川岸（住ノ江）

図30　約30km逆流し大日堰に達して河床を埋めた浮泥

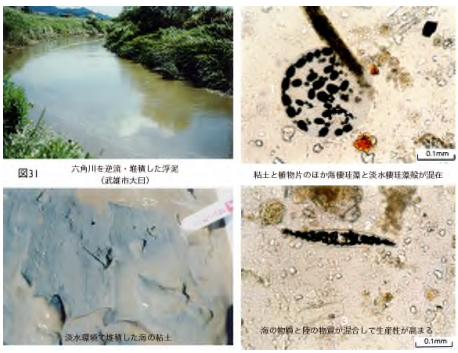


図31　六角川を逆流・堆積した浮泥（武雄市大日）

粘土と植物片のほか海棲珪藻と淡水棲珪藻殻が混在

淡水環境で堆積した海の粘土

海の物質と陸の物質が混合して生産性が高まる

る。黒い点の中心には生物源硫化鉄がある。硫酸還元菌というのは嫌気性細菌なので、酸素があまり多い所は好まず、こういう珪藻の殻の中のような嫌気状態が好みである。更に有機物が硫酸還元菌の餌として必要なので、珪藻の殻の中に残っている有機物は硫酸還元菌が繁茂しコロニーとなる居住条件を備えている。硫酸還元菌の繁茂には嫌気状態のほか、海水中の硫酸イオンと陸水の有機物の両方が必要である。この条件は海水と陸水が混じる河口域に最もよく出現しやすい。図 31 の右下は淡水の珪藻である。淡水珪藻のなかの硫酸還元菌（と硫化鉄）の存在は、淡水珪藻が一度海側へ流れ落ちて、そこで硫酸還元菌を仕込んで、又上がってきた証拠である。上述の通り、大日堰の海起源の泥の世界は塩分濃度からみて淡水環境である。佐賀平野の河川下流には、淡水環境で堆積した海の粘土、という有明海が絡んだ一見矛盾する取り合わせが存在する。浮泥堆積物こそが下流域を埋め立てて低平地をつくる鍵である。

４．有明海はいつまで遡れるのか、どのように変化したか

有明海はいつまで遡れるかを考えたい。手掛かりとなるのは有明海で堆積した海成層である。海成層は海がその場所にあったという証拠になるものである。それから有明海の生物に関する手がかりも必要である。これが大陸系内湾群種の化石である（下山、2000)。大陸系内湾群種はハイガイやシャミセンガイなどの代表される、いわゆるユーラシア大陸東シナ沿岸の内湾に多い生物種群のことである。図 32 に現在の有明海で見られる大陸系内湾生物種を示している。と言っても柳川市沖端の魚屋さんの店先である。かつて沖端の魚屋さんは有明海生物の宝庫であった。まず、ミドリシャミセンガイという腕足類、それからウミタケ、アゲマキ、サルボウなどの二枚貝、それからアカニシ、テングニシなどの巻貝、貝以外では、ワラスボ、このエイリアンのような顔をしている魚である。以前は柳川市の沖端の魚屋さんに行くと写真を自由に撮らせてくれた。最近は地元産が少なくなったせいか撮影しずらしくなった。

柳川市沖端の魚屋（1986）

図32　大陸沿岸内湾種群

大陸系内湾種群は
かつて全国に展開していた
現在は有明海にだけまとまって棲息

こういった大陸系内湾群種が化石ではどこで採れるか、いつまで遡れるか

を図 33 で見している。島原半島南部の、南島原市津波見（ツナミ）には約 150 万年前の海成層がある。この地層からからは今の有明海の生物群と同じ大陸系内湾群種の化石が産出する。150 万年前というのは地質時代で第四紀という時代の前半である。こちらも南島原市であるが、北有馬という所から昔の有明海の堆積物と大陸系内湾群種の化石が産出する。これらの化石の証拠からどうやら 150 万年前は今よりも西側に古有明海があったことがわかる。約 150 万年間の沖縄トラフの移動で窪地が東側に拡大した事と関係しているのかもしれない。

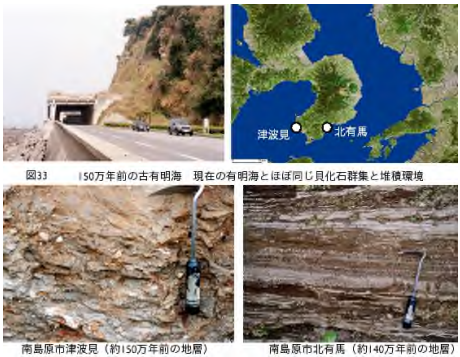
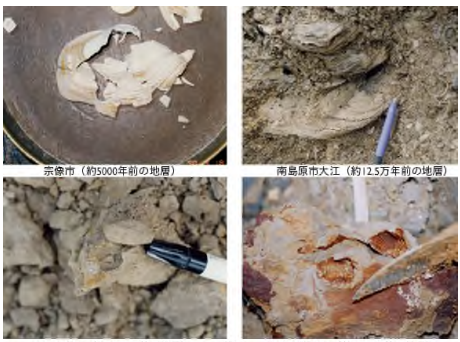


図33　150万年前の古有明海　現在の有明海とほぼ同じ貝化石群集と堆積環境
南島原市津波見（約150万年前の地層）
南島原市北有馬（約140万年前の地層）

　ただし、大陸系内湾群種は日本列島では現在有明海に限られているものの、太古には大陸系内湾群種が九州全域に普通に生息していたかもしれない証拠がある。例えば図 34 の左下の写真は、大分市丹生の約30 万年前の地層から産したウミタケの化石、右下の写真は大分市坂ノ市の約30 万年前のハイガイである。右上の写真は上述と同じ南島原市原城付近の最終間氷期（12. 5 万年前）の地層（大江層）から産したスミノエガキの化石である。左上の写真はより新しい時代のもので、宗像市の約 5000 年前の地層から産したウミタケの化石である。宗像市史の調査の際に小口径のボーリングコアで採取されたため、つぶれて貝殻がバラバラになっていたが、はめ絵のように復元できた。このように、有明海の大陸系内湾群種は最初から有明海だけに限定されていたのではなく、約 150 万年前から九州各地にその存在をたどることができる。それでは現在の有明海湾奥の地質を調べて有明海はいつまで遡れるのか、どのように変化したかを探ってみたい。このように限定すると、その手がかりはあまり多くはない。


宗像市（約5000年前の地層）
南島原市大江（約12.5万年前の地層）
大分市丹生（約30万年前の地層）
図34　大分市坂ノ市（約30万年前の地層）

有明海湾奥に接する佐賀平野は、相対的な負の重力異常地域として知られている（図35）。要するに佐賀平野はその地下に周囲の火成岩よりも軽い物質が厚く存在している場所である。軽い物質とは堆積物、特に第四紀層のことである。第四紀層は有明海の海底と佐賀平野の表層を占めている地層なので、第四紀層の歴史を調べないと、有明海の起源がわからない。図36 の右側は佐賀平野西部の 2 箇所、有明町牛屋と白石町福富（地図の青丸）で実施されたボーリングコアの地層である（下山ほか、1994）。コア長 200 メートルの地層は全て第四紀層で、基盤岩は出現しなかった。基盤岩に達するには、200m より更に深く掘る必要がある。しかし柳川市では 600m 以上掘っても第四紀層だけで基盤の岩石に到達しなかった。福岡平野など、通常の地盤調査ではそんなに深く掘ることはなく、ビルディングの基礎調査はせいぜい30mの深度である。佐賀平野で深部の地盤を知るには、石炭の海底探査や温泉探査のボーリングのように、より深く岩盤まで掘る特殊なボーリングの記録を調べる。こういうものを深井戸と言う。図 36 の左側は佐賀平野（大島、1977）と有明海奥部で新エネルギー総合開発機構（1983, 1992）の深井戸のデータをまとめて第四紀層の基盤である岩盤の深度を等深度線（黒の実線あるいは破線）で示した等深度線図である。佐賀平野地下の基盤岩は変成岩、花崗岩、古第三紀堆積岩である。等深度線図をみると鹿島と大牟田を結ぶ位置に基盤が浅くなった尾根があり、尾根の北側と南側に深い窪みがある。佐賀平野は北側の深い窪みの大部分を占めている。平野の表面は平らなので、基盤のつくる大きな盆地状の窪みを厚い第四紀層が埋めていることになる。盆地状の窪みの形は上述の重力異常の形と似ている。残念ながら深井戸は基盤の深度は分かるが、途中の軟らかな地層を削りくずとして飛ばしてしまう

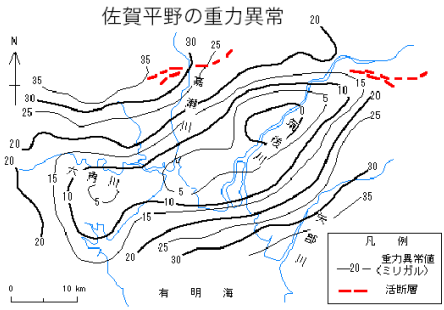
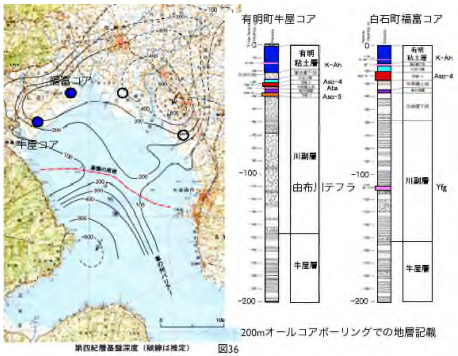
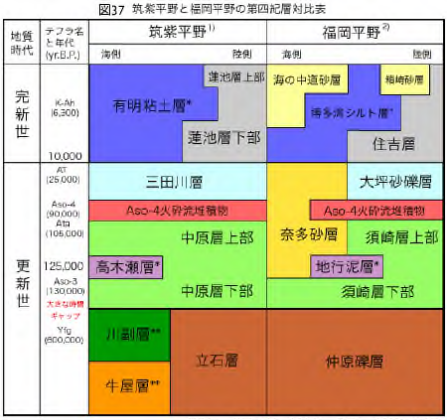


図35 佐賀平野には未固結の地層が厚く堆積している）



ので、基盤深度の情報しか残らない。第四紀層を調べるにはやはり右側のオールコアボーリングが必要である。右側のオールコアボーリングコアの深い部分の年代は火山灰の年代測定で決めることができる。コア柱状図の右端に記入された Yfg, Aso-3, Ata, Aso-4, K-Ah の記号が年代のわかっている火山灰である。火山灰や石炭層などは離れた場所の地層と地層を結ぶカギなので、鍵層と呼ばれる。火山灰の名称（と年代）は、 Yfg が由布川火砕流堆積物（約 60 万年前）、Aso-3 は阿蘇 3 火砕流堆積物（約 13 万年前）、Ata は阿多火山灰（約 10 万年前）、Aso-4 は阿蘇 4 火砕流堆積物（約 9 万年前）、K-Ah は鬼界アカホヤ火山灰（約 6300 年前；非歴年較正値）である（町田・新井、2003）。第四紀層上部には多くの鍵層があるが、下部には由布川火砕流堆積物しかみられない（下山ほか、2012）。由布川由布川火砕流堆積物の噴火地点は現在の由布院盆地付近のうち、現在の由布岳の位置でまる。由布岳がまだなかった時代の約 60 万年前に噴出した火砕流で、近くには厚い火砕流堆積物も残っており、由布川渓谷となっている。図 37 は層序表と言い、区分された地層を時代順に配置した表である。地層は川副層とか牛屋層というふうに名前が付けられている。川副層の鍵層は約 60 万年前の Yfg、その上に載っている地層である中原層の鍵層は約 13 万年前の Aso-3 である（下山、2001）。川副層と中原層は接しているが、両者の時代には約 40 万年間の大きな時間差がある。これは、川副層の堆積終了後中原層堆積開始までの間、堆積が中断しただけでなく川副層の上部が大幅に浸食されて消滅したことを意味している（下山ほか、2012）。約 13 万年前の Aso-3 の上には高木瀬層という海成層がある。第四紀は氷期に海面が下がり、間氷期に海面が上昇して、海面が大きく変動した時代である。高木瀬層は現在とほぼ同じ高さまで海が達していた時代（最終間氷期：約 12.5 万年前）に形成された古い有明海の地層である。図 38 は高木瀬層が堆積した最終間氷期の九州西部の内湾の海域を復元したものである（下山、2001）。一見すると、現在と大きく変わらないが、よく見ると、大村湾はこの当時海ではなく、八代海には非常に狭い海域しかない。その後九州西部がさらに沈降したため今

図37　筑紫平野と福岡平野の第四紀層対比表



備考1：　1)下山ほか（1994）、2)下山（1989）を修正
備考2：　*海成層、**海成層を含む地層

のような大きな湾になった。図 38 に示した最終間氷期の有明海がそのまま現在の有明海に直接つながったわけではない。

図 39 のギザギザになった青い線は今から約 70 万年間に生じた世界的な海面変化を示している。約 70 万年間に 18 回ほどの海面の昇降サイクルがあり、平均すると約 4 万年に 1 回海面が大きく変化した計算になる。

図 39 を見ると最終間氷期の古有明海から現在の有明海までの間に 2 回の氷期があった。そのうち、とくに 1.8 万年前の最終氷期には東シナ海で最大 150m も海面が低下した。図 40 は東シナ海付近の最終氷期の海岸線の位置を示している。有明海の現在の水深は最大 60-70mなので 150mも海面が低下した氷期には有明海は九州から消滅し、現在の東シナ海の大陸棚の大部分が陸化していた（下山、2000）。三角マークの所に 1.8 万年前の海岸線の証拠となる堆積物（ビーチロック）を示す貝殻堆積帯がある。その貝殻は現在の有明海と同じ大陸系内湾種群である。海面が大きく低下した時期に大陸系内湾種群は内湾となった狭い海域に集まり、ひとつに融合した。これがいつの時代も似た群集が存在する理由の一つである。大陸系内湾種群はその後、海面上昇と共に再び分布を拡大して日本列島各地の内湾に離散したと考えられる。最終氷期の日本海は海から切り離されて、淡水が流入し、汽水或いは、淡水になった。この頃の九州の海岸線位置は現在の天草灘付近にあった。最終氷期を過ぎ、地球が暖かくなると、大陸の氷河が溶けて海面が上ってくる。

図38
12.5万年前の海の広がり

有明海はほぼ原型ができているが、大村湾には海がない、八代海は海域が狭かった

12.5万年前の海は現在につながらない

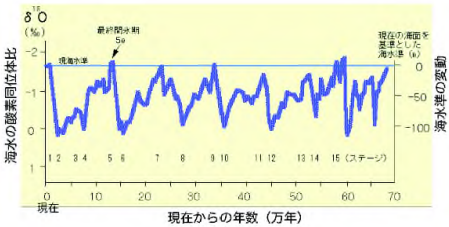


図39 世界的な海面昇降が繰り返し起こった

海面変動

最終間氷期には現在よりも約120m海面が低下していた

最終間氷期以後急速に海面が上昇し海進が進んだ（縄文海進）

図40　最終氷期（1.8万年前）の海陸分布
有明海はなかった

特に、約 1.5 万年前以降急速に海面が上がってくる。図 41 は東シナ海付近のそのころの海面変化曲線の図である（下山、2000)。1.8 万年前は年代値がないので、1.5 万年前が海面低下のピークとされている。この図でも 1.5 万年前から 9000 年前にかけて海面が急上昇している。この時期の海面上昇は非常に急ピッチで、最近の海面の高さまで一挙に上昇したように見える。海面上昇イコール海進である。海進とは、海が進むと書く。海岸線がどんどん陸側へ進行するという意味である。縄文時代早期に起こった海進なので縄文海進とも呼ばれる。その反対は、海岸線が海の方へ後退していくという事で、海退と呼ばれる。海面上昇(海進)によって有明海域に海が戻ると、海域が再び佐賀平野に接するようになる。海進が進むと大きな潮位差も現れて有明海特有の堆積特徴が出てくる。

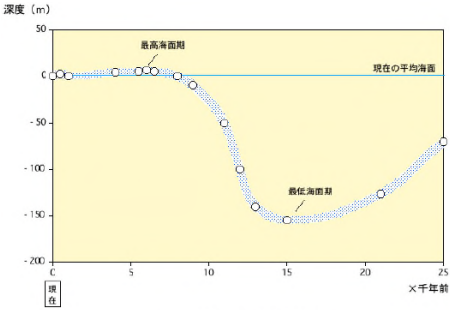


図41　東シナ海沿岸の海面変動

図 42 は佐賀平野の堆積概念図である（Shimoyama and Nishida, 1999)。海面が上昇するにつれて海岸線での波食帯が前進してくる。海岸線の背後には海の海進期堆積物、前面には陸の海進期堆積物がつくられる。当時の有明海でも潮流が卓越する。その結果、上げ潮時には強い潮流が生じて堆積物が干潟の前縁部と河口で巻き上げられ、大量の浮泥が作り出される。大量の浮泥は河川河口部から河川下流に持ち込まれて遡上限界付近のアシ原を埋積してゆく。

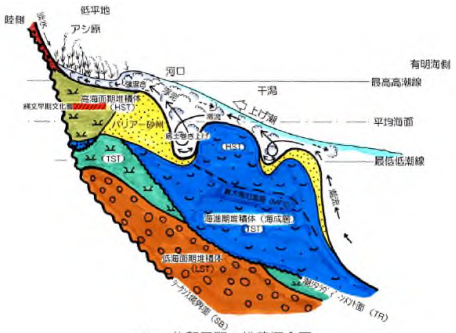


図42　佐賀平野の堆積概念図

図 43 は実際の佐賀平野の南北断面図を示している。9 万年前の阿蘇 4 火砕流堆積物が海進海退サイクルの境界直下にある。阿蘇 4 火砕流堆積物の

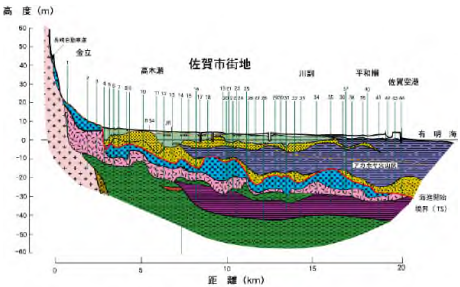
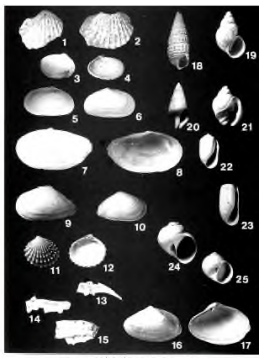


図43　佐賀平野の南北断面図

下には１つ前の海進期堆積物の地層（高木瀬層と中原層）がある。紫色と緑色の地層である。現在を含む海進海退サイクルの始まりは水色に黒丸の地層（三田川層）で、海面低下期（氷期）の堆積物である。縄文海進期の堆積物には大きく分けて陸地での河川成堆積物と海域での海成堆積物の２種類がある。黄色と黄緑が陸地での河川成堆積物（蓮池層）で、紺色が海成層（有明粘土層）である。約 6000 年前に海面上昇がストップし、ほぼ現在と同じ高さの海面となり、高海面期となって安定した。この直前の約 6300 年前に鬼界アカホヤ火山灰が降灰している。鬼界アカホヤ火山灰の降灰ライン（オレンジ色破線）は約 6300 年前の佐賀平野の地形断面を表している。断面図の鬼界アカホヤ火山灰の降灰ラインより上の地層の配置は海面上昇がストップした以降の堆積の様子をよく表している。海面上昇がストップすると内湾が埋め立てられて浅くなる。その後陸側からの堆積物が浅い海を埋めつつ海側に延びてゆく。見かけ上海退だが、海面が下がったわけではなく堆積現象なのでプログラーデーションと呼ばれる。堆積現象で埋め立てた陸側堆積物は黄緑色の地層（蓮池層上部粘土）で低平地をつくる地層である。

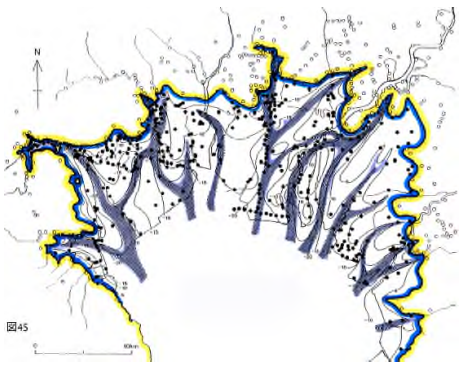
図 44 の左図はボーリングコアの有明粘土層の部分である。これは貝化石を含む海成層で、白くポツポツ見えているのが貝殻片である。あまり入っていない様にみえるが、コアを流水で洗いながら 1 ミリメートル目のふるいで受けると多くの貝殻片が集まる。右図の写真は全てボーリングコアから得られた貝化石である。貝化石は種毎に棲息深度や生態が詳しく分かっているので詳しい堆積環境を知るための手がかりになる。

図44 コア試料の有明粘土層



コア試料中の海棲貝類

図 45 は有明海北岸低地における海成層の分布と縄文海進最盛期の有明海の海域図である（下山ほか、1994）。海成層の有無にこだわって（を海の証



拠として）佐賀平野の大量のボーリング資料を点検した。海成層のある地点を黒丸で、ない地点を白丸で印してゆくと縄文海進最盛期に最大に広がった有明海の海域が浮かび出てくる。さらに海成層下限の等深度線を描くと谷状地形が現れ、同時に海成層の分布限界線が引ける。図 45 の黄色と青色で縁取られた黒実線が海成層の分布限界線で最大の海域を示す。海成層の分布限界線は縄文海進の最盛期である約 6000 年前の海岸線に相当する。青色と網で示された枝状の部分は海成層に覆われた谷状地形である。一説には、氷期に海面が下がった時に川が谷を刻んだ化石地形という解釈も成り立つが、谷状地形の海成層の基底には貝殻や小石が残留集中したラグ堆積物が存在するので、海退期ではなく海進期に形成された谷だと考えられる。つまり海面が上昇しつつある海進期に生じた潮流浸食谷と考えられる。海進期の河口域では、上げ潮時に現在と同じかそれ以上に潮流による捲き上げが盛んに起こったはずである。よく見ると現在の河口域や干潟の澪筋とよく似た水路形態をしている。浸食谷の存在は軟弱堆積物である完新世堆積物の厚さが急激に変わるので土質工学的に要注意である。

佐賀平野表面の、低平地部分を構成する地層を調べると 2 種類の堆積物に分ける事ができる。1 つは海側にあり、海成層の有明粘土層である。もう 1 つは海成層ではなく、汽水や淡水で堆積した非海成層の蓮池層上部粘土である。図 46 の青色の領域は海成層の有明粘土層、黄緑色の領域が非海成層の蓮池層上部粘土である。茶色は低平地以外の場所や地質を示す。黄緑色の領域が筑紫平野のかなり奥まで広がっていることが分かる。低平地をつくる非海成層の蓮池層上部粘土の正体は河川内を逆流遡上した浮泥堆積物である。蓮池層は海棲の貝殻片を全く含まず淡水珪藻と海棲珪藻の殻が混じり合っているのが特徴である。黄緑色の領域にはアシ原のような広大な湿地が存在したと想像できる。国営吉野ヶ里公園のすぐ南側にも迫っている。赤丸は後述の東名遺跡の位置である。ここは非常に微妙な位置で、低平地の終わりがけの場所である。海成層が直接表面に露出している領域は干潟を人工的に陸化した場所と考えられる。海成層の分布限界線は太実線である。太実線の海側の非海成粘土分布域では海成層が薄い非海成層に表面を覆われている。

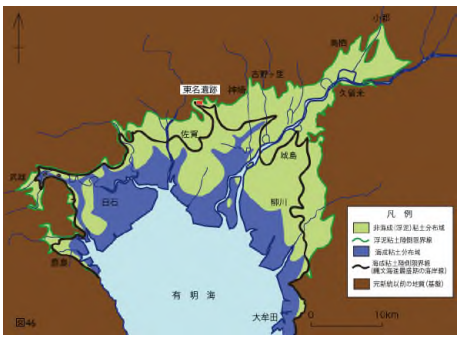


図 47 は実際の地層の写真である。佐賀平野では1980 年代から1990 年代にかけて盛んに圃場整備が行われた。その際に低平地の断面を観察することができた。この場所は佐賀市瓦町で、図 46 の太実線の海側の非海成粘土分布域にあたる。右上の写真の露頭では最下部に海成層の有明粘土層があり、貝殻片が混じっている。中部は非海成層の蓮池層上部粘土で、その拡大が左下の写真である。ストロー状のものはアシの地下茎である。この写真は非海成粘土がアシ原に堆積した浮泥堆積物であることを裏付ける。最上部は弥生時代の文化層と埋め土層である。アシ原が人類の住める場所に変わった証拠がここにある。土器や貝塚など生活の場であった証拠があるので、弥生時代後期には佐賀市瓦町付近に住居地があったということが分かる。

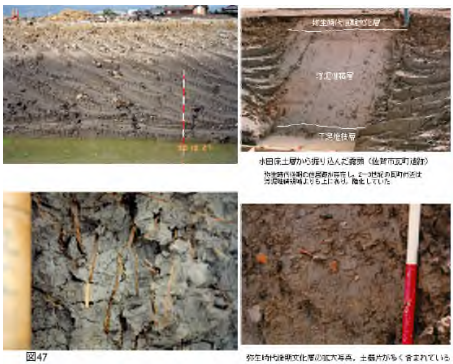


図47

図 48 は時代の異なる三種類の海岸線を復元したものである。青い太線が 6000−7000 年前の縄文時代前期の海岸線で、図 45 の海成層の分布限界線を解釈したものである。赤い線は江戸時代始めの海岸線で、本土居や松土居などの土塁線である。土塁線とは江戸期に築かれた海岸堤防線で、江戸時代初期の海岸線と解釈される。じっさいに国絵図などに表現されている。その間に引かれた破線は浮泥堆積物の海側限界線である。破線の陸側は非海域で、その内側に弥生時代の遺跡がのるので、弥生時代末の海岸線と解釈した。時々矛盾ではないかと指摘を受けるのが、江戸時代海岸線の赤いラインとこの弥生時代末期の破線が所々で交差する点である。たしかに内側に弥生時代の遺跡がのるというだけで、浮泥堆積物の海側限界線を自然陸化の限界線として弥生時代末の海岸線と考える根拠は弱い。しかし赤線はそれまでのクリーク網を統合した上で築かれた水理を重視した人工堤防線なので、海岸線を忠実になぞったものではなく、海岸線

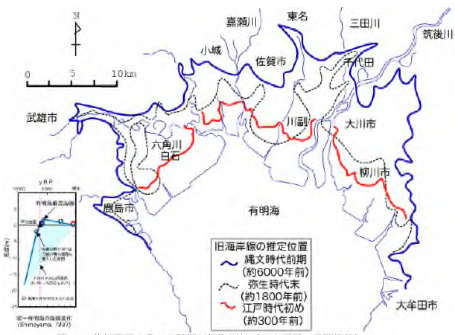


図48　佐賀平野の３つの時期の旧海岸線（下山原図、日野編集）

とは多少交差した計画線であったはず。一方破線は堆積物限界線なので交差することは必ずしも矛盾ではない。

低平地の形成がおぼろげに見えてきた。低平地の完成時期に関わる重要な遺跡として、近年注目された東名遺跡（ひがしみょういせき）を紹介する。図 49 の写真が東名遺跡で、中央部が佐賀市教育委員会による埋蔵文化財発掘現場である。以下佐賀市教育委員会（2006, 2009）の資料に基づいて説明する。東名遺跡は縄文海進最盛期とその直前の時期の貝塚と集落からなる複合遺跡で、国土交通省が建設した巨瀬川調整池（図 50 の赤線で囲まれた領域）の中央にある。調整池の工事中に遺跡が発掘された（図 50 に遺跡の位置を示す）。この場所は佐賀市街地北側の千布に位置する。地図の西端の向こうに嘉瀬川がある。巨瀬川調整池付近は微低地となっていて、大きな川の跡で、小規模な川が集まってくる場所でもあり、現在でも水はけの悪い湿地である。地形上、嘉瀬川の本流が一時期巨瀬川に流入していたと考えられる。一方、巨瀬川調整池の北側には水田の面より一段高い地形面（微高地）がある。これは低位段丘面で、北側山麓まで連続している。低位段丘は南側に低くなって、巨瀬川調整池の北側で微高地となり、巨瀬川調整池付近で沖積低地の下の方に潜りこんでいる。このような段丘を埋没段丘と呼ぶ。巨瀬川調整池のある場所は低位段丘が沖積低地の下に潜り込む最先端に位置している。巨瀬川調整池は東西 800 メートルの非常

低平地の完成時期

佐賀市東名遺跡

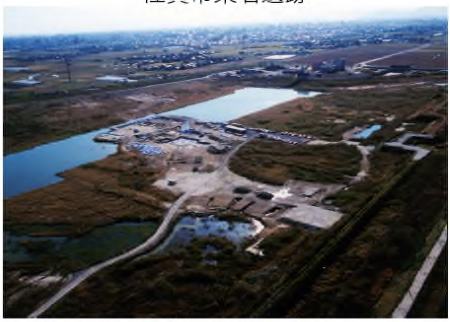


図49　縄文海進最盛期直前のタイムカプセル

図50　東名遺跡周辺の地形・地質区分図

に大きな洪水調節貯水池である。遺跡は２箇所で見つかった。■が最初に遺跡が見つかった場所である。

図 51 が東名遺跡の表層（初期）の発掘段階の土層写真と柱状図である。文化財の層は２層あり、上部のものは古代の水田遺構の文化層で、水田の床土を剥いで少し掘削した段階で発見された。水田遺構の下は下の地層にめり込んだ不規則な境界になっていた。状況から昔の水田の中を歩いた人の足形の縦断面と考えられた。アンダートラックといって、上の当時柔らかかった水田の文化層の直下の硬かった側に足型が残された。その下位の層は自然堆積の粘土層で、足の地下茎を含むので、アシ原にたまった浮泥堆積物である。２つ目の文化層（文化層２）は厚さ 40cm ほどで、表層から１メートル下にあり、縄文早期の土器片、かまど跡、動物骨、人骨が出土したことから、生活遺構であることがわかった。遺構を覆う地層の位置から鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah：6300 年前）を検出し、文化層２の放射性炭素年代は 7000 年前を示したので縄文早期の遺構であることが判明した。この文化層の下にも浮泥堆積物の層がある。

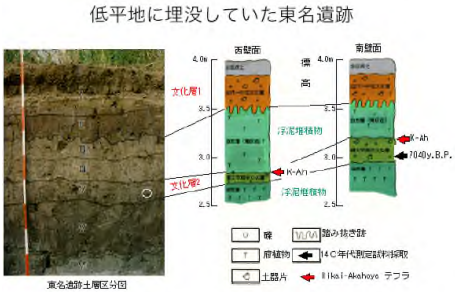


図51　佐賀市東名遺跡の文化層と浮泥堆積物との層序関係

図 52 は第２段階での東名遺跡調査の様子である。初期の調査で人骨が出土した生活遺構が青色の位置である。工事が進み、表層からもう一段掘削したレベルで６つの貝塚が出現した。水色の部分で、５つだけ示されている。6 つめの貝塚は遺構の南西側で発見された。生活遺構が地表近くの高い位置にあり、それより 3m 下がったレベルに貝塚群があったことになる。初期の発掘では生活遺構のみが現れて貝塚を伴っていないように思われた。海が近いので当時大きな謎であった。しかしより深い位置から同じ時代の貝塚が次々と見つかったことで、低い水辺に貝塚がつくられ、生活の場が高い位置にあったことが分かっ

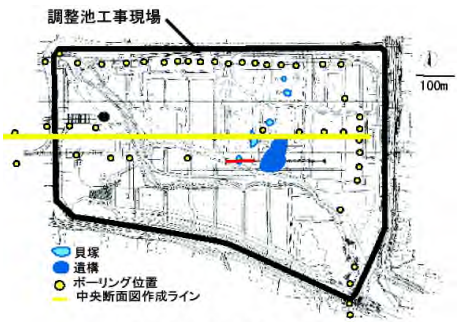


図52　巨勢川調整池工事図

た。貝塚を調べた結果、彼らが貝や木の実を大量に食べていた事が分かった。

図 53 は国土交通省によって作成された貝塚壁面の剥ぎ取り標本で、斜めに層状に見えているものが貝殻である。見えている貝は白い大きい貝殻がハイガイ、小さい茶色っぽい貝殻がヤマトシジミである。所々にある茶色い塊は木製品や石器、それに石器の材料である。食べた貝殻を斜面にどんどん投げ捨てていって貝塚の層が出来た様子がわかる。この貝塚の厚さは 1.5 メートル位である。

図53　東名遺跡貝塚剥ぎ取り壁面

図 54 に東名遺跡の遺構と貝塚からの出土物を示している。まず食生活に直接関わっている物である。山の産物としては鹿や猪の骨、それにドングリである。斜面の底に掘られた貯蔵穴から木製編み籠とその中に入った大量のドングリがと共に出土した。海の物としては、大量の貝殻のほか、鯨の脊椎骨、エイの歯、魚骨などが出土した。山と海の境のものとして、ヤマトシジミが沢山出土した。住生活としては貝塚より高いレベルにあった生活遺構から調理をした炉跡が発見された。小石を沢山集めた炉で、この上で火を炊いて、小石を熱して土器を載せて蒸し焼きをしたと考えられている。生活遺構には墓もあり、人骨が少なくとも８体が屈葬状態で出土した。貝塚からは犬の頭骨も出土している。犬は縄文人の忠実な召使だったはず、貝塚で見つかったので彼らに食べられたのかもしれない。服ではないが、物凄く細かい細工が施された装飾品も出土した。本来有明海沿岸に棲息生息していない外海岩礁の貝でつくられた腕輪も出土しており、遠隔地との交易もあったことが暗示される。

東名遺跡出土遺物
図54

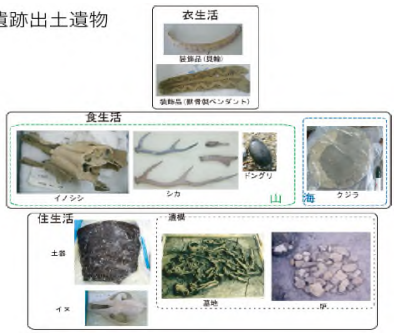
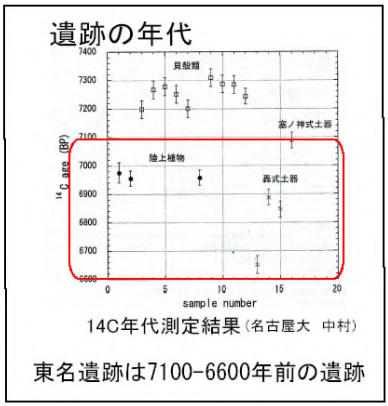


図 55 は遺跡の放射性炭素による年代測定の結果（暦年較正値ではない）である。やや幅があり、7300 年前から 6000 年前を示している。ただし、植物や土器の焦げ跡の炭素の年代測定値は 7100 年前から 6600 年前である。土器の編年とも一致するので、東名遺跡で縄文人が暮らしていた年代は 7100～6600 年前という事が分かる。貝の年代がどれも 300 年ほど古くなる理由は貝が成長する際に貝殻の炭酸カルシウムに炭素に海中に溶けていた古い炭素が含まれていた（古い海水の年代を反映した）ことによる。

図 56 はジオスライサーを使った貝塚断面の調査結果である。ジオスライサーとは工事現場の矢板のようなコの字型の板を向かい合わせに二枚垂直に打ち込んで、その間に挟まれた地層を引き抜く一種のボーリング調査である。貝塚断面に沿って、地上から打ちこみ、引き抜いた地層の板を順番に並べると貝塚の断面が得られる。貝塚の貝殻密集部分は少し色を付けた部分である。貝塚が形成された場所を推定するため、斜めになった貝塚の断面形状のほか、上下の地層との関係、堆積環境の変化を調べた。

図 57 は貝塚ブロックから出土した貝殻の写真である。貝塚まので、もちろん食べられた貝殻が大部分を占める。大きな貝殻、マガキ、ハイガイ、ヤ

図55



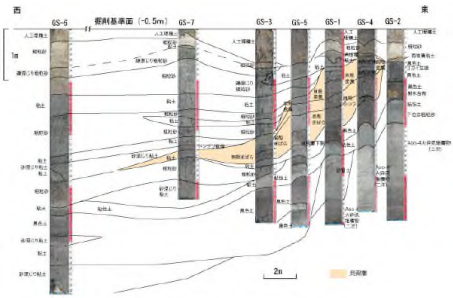


図56　ジオスライサーによる貝塚断面調査

図57

貝塚は
どんな場所に
形成されたか

貝塚ブロック中の貝類

マトシジミ、アゲマキは明らかに食べられた貝である。しかし、中には5㎜程度の微小な巻貝も混じって出土した。5㎜ の微小な貝は食べられた貝とは考えられず、貝塚が形成された場所に棲んでいた貝で、貝殻の投棄場所の環境を示す。

図 58 の上の円グラフは貝殻の全体の種構成である。殆どがヤマトシジミとアゲマキ、ハイガイ、マガキからなり、これらは上述のように食べられた貝である。下の円グラフは上位４種の食べられた貝を除いた組成である。カワザンショウやハマシイノミの仲間の棲息環境は河口域の汽水環境を示している。つまり、ヤマトシジミ、アゲマキ、ハイガイ、マガキは食料とするため採集され、食べられた後、貝殻はまとめて河口域の水辺に捨てられたが、微小貝は投棄場所の水辺に棲んでいて混入したと言うことになる。

貝化石分析結果

種名	GS-1	GS-3	GS-4	GS-5	合計
ハイガイ	78	14	91	31	202
ヤマトシジミ	588	45	288	184	1102
アゲマキガイ	188	25	163	29	431
マガキ	41	0	85	15	141
アズキカワザンショウ	11	0	8	6	25
キヌカワギハマシイノミ	6	0	0	1	7
ムシヤドリカワザンショウ	4	0	3	0	7
イシゴロモガイ	3	0	0	0	3
ウネナシトマヤガイ	0	0	2	0	2
ヒロケチカノコガイ	1	0	1	0	2
フトヘナタリ	1	0	0	0	2
アウジクチキレモドキ	1	0	0	0	1
カワチドリガイ	1	0	0	0	1
カワニナ	1	0	0	0	1
ササゲミミエガイ	0	0	0	1	1
シイノミミミガイ	0	0	0	1	1

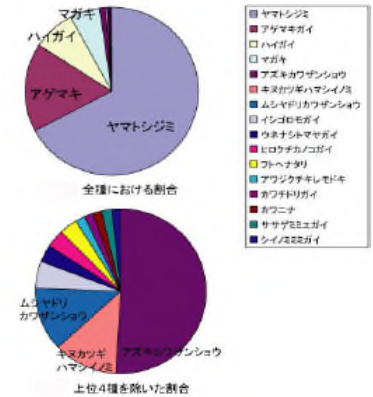


図58

山中寿朗さんによる、ジオスライサーコア中の硫黄含有量の分析結果もこれを裏付けた（図 59）。硫酸イオンは海水中で塩素イオンに次いで２番目に多い陰イオンである。黄鉄鉱として保存された硫黄は生物指標（バイオマーカー）の一つで、海水の存在を示す。分析の結果貝塚付近では海水の半分程度の硫黄量を示し、微小巻き貝の示した河口域の汽水環境が裏付けられた。また、貝塚より上位の地層ほど硫黄量が多くなる傾向が見られた。この現象は東名遺跡形成後に海面が再度高くなったことと整合的である。

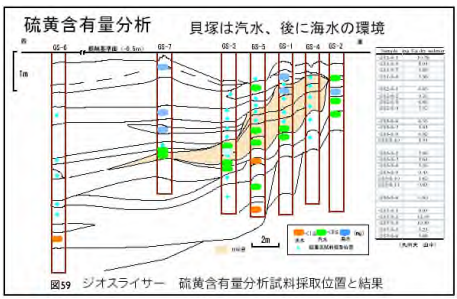


図59　ジオスライサー　硫黄含有量分析試料採取位置と結果

貝塚が形成された当時の周囲の地形を考える。図 60 は貝塚が形成された約 7000 年前の地盤の標高である。かなり凹凸が激しく、砂質土のつくる地盤は最大 10m もの大きな高低差があったことがわかる。高い場所は北から南に延びた段丘、低い場

所は河川の河口部と考えられる。標高分布から、生活遺構は標高 4 メートルの高い場所の縁に位置し、そこで食べられた貝殻が標高-1 メートルの河岸に捨てられ、そこに貝塚が形成された様子がわかる。

約 7000 年前の海水準は現在より低かった。図 61 は貝塚形成当時の海水準高度を推定した図である。巣穴に埋没したヤマトオサガニの化石の棲息レベルから当時の平均海水準付近がわかる。またドングリの貯蔵穴は平均して水に浸かる場所に設けられたはずなのでそのトップは平均海水準と仮定される。これらの手がかりから、約 7000 年前の海水準は少なくとも現在の海水準の約 1 メートル下にあったと考えられる。生活遺構が海水に浸らないためには、遺構が当時の満潮最高潮位より上にあったはず。最大潮位差を現在の有明海とほぼ同じ幅と考えると、当時の満潮最高潮位も平均海水準の少なくとも 3 メートル上にあったと考えられる。現在の佐賀市北部低平地の標高は 3 メートル前後なので、この場所は貝塚形成後標高 3 メートルの高さまで堆積物で埋められて低平地が形成されたことになる。図 62 は調整池東西断面での地質断面図である。約 6300 年前を示す鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）が降灰した層準が低平地の地表直下にあるので、この場所の低平地は鬼界アカホヤ火山灰の降灰直後に完成した。低平地の表層の堆積物はアシの地下茎を含む粘土で、しかも淡水から海水までの珪藻遺骸を大量に含むため、貝塚を埋めたのは河川河口から遡上した浮泥堆積物と考えられる。

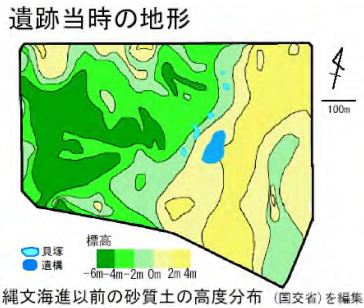
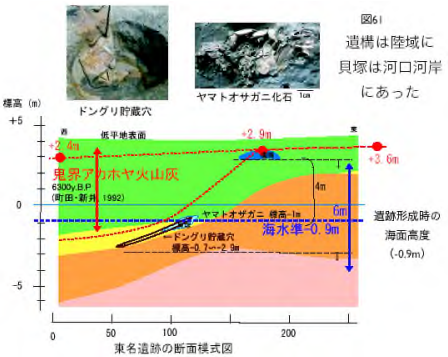


図60　縄文海進以前の砂質土の高度分布（国交省）を編集

7100-6600年前には地形に大きな高低差があった



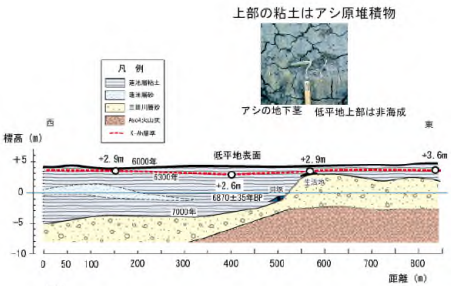


図62

図 63 は 7000 年前から 6000 年前にかけての海水準の変化を示している。海水準の上昇は満潮最高潮位である浮泥堆積上限高度の上昇と連動する。

人類が生活していたという事実から、浮泥の堆積上限高度の上昇は 7000 年前に東名遺跡で人類が生活していた間はゆるやかだったはず。

しかし、6500 年前から 6000 年前にかけて海水準と浮泥の堆積上限高度が一気に再上昇したため、堆積領域が拡大し、約 6000 年前には佐賀平野北部の低平地が完成した。

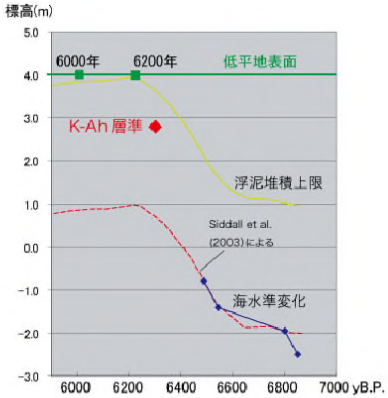


図63　縄文海進最盛期前後の海水準変動と低平地完成時期

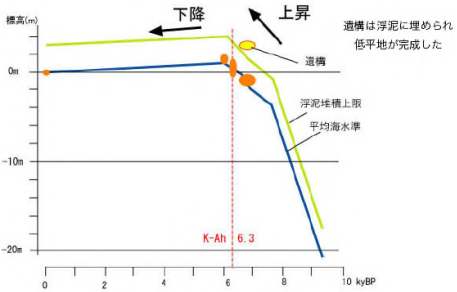


図64　佐賀平野における過去約9千年間の海水準と浮泥堆積上限高度の変遷

図 64 は佐賀平野における過去約 9000 年間の平均海水準変動とそれとシンクロする 3 メートル上の浮泥堆積上限高度の変化をまとめたものである。オレンジ色の丸や楕円には年代と高度の証拠がある。前述にしたように 7000 年前前後に海面上昇が一時緩やかになり、このころに縄文人が定着して東名遺跡を形成した。その後 6500 年前には東名遺跡の貝塚が埋まりはじめる。生活遺構は海水準以上にあったので、6000 年前でも海水には浸からないはずであるが、浮泥の堆積上限高度がその 1〜2m 上まで達したため生活遺構も 6000 年前には浮泥で埋められてしまった。

5. 近過去の有明海、豊かな海はいつから

おわりの話として、最近 500 年以内の近過去の有明海の事もふれておきたい。ＮＰＯ法人有明海再生機構の干潟部会は有明海福富沖干潟でのジオスライサー調査を行っている。図 65 はそれ以前に復建調査設計（株）によって有明海荒尾干潟で行われたジオスライサー調査とそれからわかる情報である。図の真ん中がジオスライサー調査で抜き取られた土層剥ぎ取り面の写真である。ジオスライサー調査で抜き取られた土層はその物が柱状図になっていて、ある程度の幅があり、向かって左が沖（有明海）側、右が陸（荒尾）側という方向性も持っているので、堆積環境の変遷を調べるには好都合である。これは荒尾干潟のアサリ漁場での地層の垂直断面であるが、アサリの貝殻が見つかるのは表層から深度 75 センチまでの区間に限定される。アサリは表層近くの厚さ 75 センチの堆積物がたまる期間だけにこの場所に群棲していたことになる。深度 75 センチのさらに下を観察すると、マガキの貝殻が点在するだけでアサリの貝殻はほとんど見あたらなくなるので、つまりこの場所にアサリが住み始めた時期は深度 75 センチが堆積した時代からという事になる。どうやら、アサリにとっての豊かな海はある限定された期間だけ存在したもののようである。その始まりの時期の年代測定は難しい。放射性炭素年代測定法など従来の地層の年代測定方法では誤差が 50 年とか 100 年という値になるので、100 年前や 200 年前の近過去の年代測定には新しい方法が必要である。これまでの地質学では遠い過去は測定できましたが近い過去が測定できないというジレンマがあった。おそらくそのような方法は今まで必要なかった。しかし、有明海の豊かな海がいつから始まったのか、という素朴な問いに答えるためには、さまざまな方法と研究者の協力を得て新しい近過去の年代測定方法を使う必要があった。図 65 に示した放射性鉛（^{210}Pb）やセシウム（^{137}Cs）の含有量を用いた年代測定方法が近過去の年代測定に有力な方法である。前者は大気中の塵から供給される物質で、後者はチィエルノブイリ原発事故や 1950 年以降の原水爆実験で人為的に大気中に振りまかれた放射性物質である。放射性鉛 ^{210}Pb 分析から荒尾干潟の深度 75cm の堆積物は 1800 年代に、放射性セシウム ^{137}Cs 分析から深度 5cm の堆積物は 1960 年代に堆積したと推定

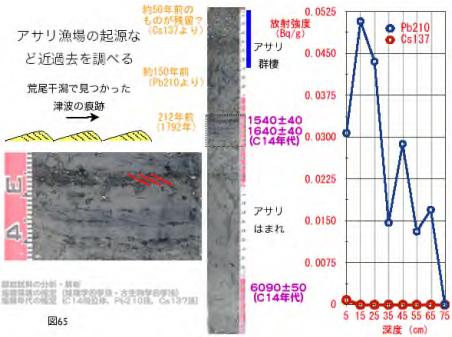


図65

できた。

有明海には近過去の年代測定に有力な方法がもう一つある。地質学で使うイベント（事件）堆積物による方法である。深さ 1. 3mにある 202 年前（1792 年）（2014 年講演時）と記入してある部分がイベント堆積物である。その上下の地層が貝殻を除いてシルト質なのにこの部分にだけ薄い砂の層があり、強い水流を示す明瞭な堆積構造がある。沖側から陸側にかなり強い水流が押し寄せたことがわかる。この場合のイベントは津波なので、これは津波堆積物である。有明海で津波が起ったケースは西暦 1792 年の「島原大変肥後迷惑」の記録しかないためその可能性が濃厚である。年代を調べると、地層中の貝殻を使った放射性炭素年代値は西暦 1792 年ではなく、西暦 1540 年や 1640 年を示した。少し古い年代だが、有明海の貝殻の年代は東名遺跡の年代のように 200-300 年ほど古めの海水の年代を反映するため、この津波堆積物の年代を 1792 年と考えて矛盾はない。津波イベント堆積物の年代を西暦 1792 年とし、放射性鉛 210 年代とセシウム 137 年代から計算されたアサリの群棲開始年代は 1825 年（文政 8 年）と推定される。どうやら荒尾のアサリ漁場は太古からではなく約 190 年前に形成された事がわかる。図 66 は津波イベント堆積物部分の拡大である。中央のゆがみはジオスライサーを打ち込むときにできたもので、本来は水平な地層である。粒のみえる粗粒な堆積物が津波堆積物である。細かく見ると津波堆積物は 1 枚だけではなく、3 枚ある。実際に観察された津波も何度も繰り返し押し寄せることが分かっている。ここでは津波の第３波が堆積物に大きく作用したようにみえる。

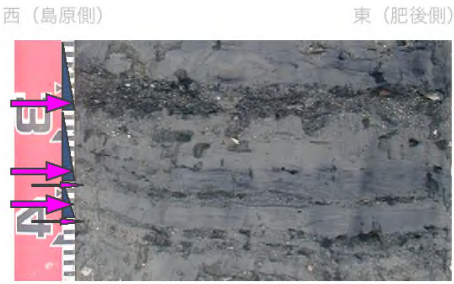


図66

図67

図 67 の左が島原大変を説明する当時の絵図である。島原大変というのは江戸時代中期の西暦 1792 年に雲仙岳火山の中腹の寄生火山である

眉山の大崩壊で生じた大災害であった。雲仙岳火山の活動に続く形で、東部にある眉山というスコリア丘の東側山体が突然大崩壊し、崩壊した大量の土砂が斜面を流れて島原湾に一気に流れ込んだ。大崩壊の原因はマグマ水蒸気爆発説と地震説とに意見が分かれている。現在の島原外港付近にある多くの小島がこの崩壊でできた名残とされている。これは島原でおこった大災害だったが、一気に流れ込んだ大量の土砂が島原湾の海水を押しやったため大きな津波を発生させた。津波は両岸を往復し、何波にもわたって押し寄せたため、特に対岸の肥後では多くの人が死亡した。それでこの災害は島原大変・肥後迷惑と呼ばれており、この大災害での全体の死者は約 15000 人と言われる。その後の調査で、津波堆積物は荒尾干潟だけでなく、川副沖干潟、柳川沖干潟、緑川河口干潟でも検出された。そこでこの津波堆積物を 1792 年「島原大変肥後迷惑」津波イベントを示す鍵層として、各地のアサリ漁場の地史を調べたところ、津波は大災害をもたらしただけではなく、それまでの泥干潟だけの有明海干潟に砂を供給してアサリの住める環境を広範囲に形成したこと、有明海周辺の貝塚にはアサリの貝殻がほとんど見られないこと、アサリ漁場は 200 年前より古くならないこと、などがわかった（Shimoyama ほか，2015）。

以上をまとめると、有明海は、沖縄トラフ海域の沈降海盆延長部の沈降地帯にあって、常にゆっくりと沈降し続けている。大陸系内湾群種の化石は、現在の有明海だけのものではなく、さまざまな時代に九州の色々な場所に古有明海が存在したことを物語っている。現在の有明海が遡れるのはせいぜい約 10000 年前まで。佐賀平野は有明海と共に最終氷期以降の大規模な海面上昇によって約 10000 年間に形成された。佐賀低平地をつくりあげた主役は海からやってきた浮泥だった。有明海周辺の縄文時代や弥生時代の人類はアサリをほぼ食べておらず、アサリ漁場は最近 200 年間に限定される。少なくとも島原大変の時の 1792 年には有明海にアサリ漁場はなかった。アサリ漁場が 1792 年「島原大変肥後迷惑」津波の砂供給で準備され、その後人類活動により形成された可能性が濃厚で、過去 200 年間、微妙なバランスで維持されてきたと推測される。有明海再生の糸口がここから見つかるかもしれない。

有明再生機構干潟部会と我々研究者は、豊かな有明海を再生するための手がかりとして、有明海漁場が維持、発展し、最近になって衰退したプロセスと将来への教訓をこれからも引き続き詳しく調べてゆきたい。