茨城県自然博物館総合調査報告書

北茨城地域の新生界の地質・古生物と古環境の解明 (2006-2008)

Report of Comprehensive Surveys of Plants, Animals and Geology in Ibaraki Prefecture by the Ibaraki Nature Museum

Cenozoic Geology, Fossils and Paleoenvironments of Kita-ibaraki area in Northeastern Ibaraki Prefecture (2006-2008)



Bando, Ibaraki, Japan March 2011

はじめに

ミュージアムパーク茨城県自然博物館では、茨城県内の動物・植物の分布・生態・生息環境の特性、地質・気象などの地学的特性を把握し、それらの相互関係や変遷のメカニズムを解明することを目的とした総合調査研究を継続実施している。この総合調査は、当館の活動の基本方針に掲げた「地域自然の継続的調査研究」を推進し、動植物の分布状況や保全状況を把握するとともに、調査で得られた情報を活用し、地域の自然的特性に応じた生物多様性の保全を図るための活動につなげるものである。

今回発行される総合調査報告書「北茨城地域の新生界の地質・古生物と古環境の解明」は、第Ⅰ期総合調査で概要のみの調査が行われた北茨城地域の新生界について、第Ⅱ期総合調査で地質や産出するさまざまな化石および推定される古環境について総合的に実施した調査の成果をまとめたものである.

今回の報告は、一部の地域に限定されたものであるが、この地域は常磐堆積盆の形成にかかわる地質学的に重要な要素を含んでおり、その成果によって茨城の大地の形成過程の解明が進むものと考えられる。このような調査と標本の蓄積を継続することによって、茨城県の地質とその形成過程の解明が進むものと確信している。

最後に、総合調査に参画した多くの方々の地道な調査研究に 感謝申し上げるとともに、本書が各方面で広く活用されること を願ってやまない.

ミュージアムパーク茨城県自然博物館 館長 菅 谷 博

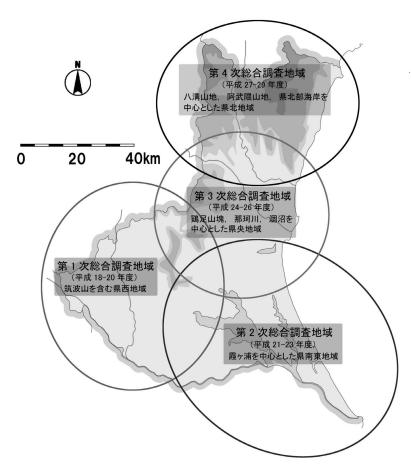
目 次

総合調査研究について	1
総合調査研究における化石および堆積相の調査について	2
北茨城地域の新生界の地質・古生物と古環境の解明	3

総合調査研究について

ミュージアムパーク茨城県自然博物館が実施している「総合調査研究」は、茨城県内の動物、植物の分布や生息環境の特性、地質・気象などの地学的特性を把握し、それらの相互関係や変遷のメカニズムを解明するとともに、自然誌資料の収集を図ることを目的とした調査研究活動である。当館では、「総合調査研究」を調査研究活動の中心として位置づけ、博物館が開館した1994年から実施している。1994~2005年の12年間をかけた第 I 期総合調査研究では、茨城県全域を4地域に分けて第 1 次から第 4 次の調査を実施し、県内の動植物と地学的特性について調査してきた。2006年から始まった第 Π 期総合調査研究では、これまでの調査結果をもとに、茨城の自然の全体像を明らかにするために、以下の点を重視して調査を進めている。

- · 未調査の地域,種を重点的に調査する.
- ・ 県内全域の動植物相を明らかにし、分類群ごとの目録の完成を目指す.
- 自然度の高い地域や希少種については、これまでの調査と比較してその変化を明らかにする。



第Ⅱ期総合調査研究の調査区域

総合調査研究における化石および堆積相の調査について

第 I 期総合調査では、化石および堆積相に関する分野では、以下の地域および内容について調査を実施した.

- 第1次 県南部地域の第四系貝化石および堆積相
- 第3次 多賀層群の層位学的意義と日立層の貝化石, 完新統後退性 海浜堆積物の貝類遺骸, 里川の地形と堆積物
- 第4次 棚倉破砕帯の新第三系と貝化石群,新第三系鮮新統久米層 の底生有孔虫化石,久慈川河床巨礫の起源と挙動

調査地域については、県内を大きく4つに地域に分けて調査テーマを設定し、1地域3年の調査期間として、12年で県内を一巡できるように計画した。第Ⅱ期第1次総合調査では、原則として茨城県西部地域を対象としている。しかし、化石および堆積相に関する分野では、県内全域の地質を把握する上で、今後調査が必要な地域に著しく偏りがあるため、今回の調査では北茨城地域に分布する新生界を調査対象とした。

この調査は、長年にわたり化石および堆積相について研究を進めてきた調査員6名、調査協力者15名からなる茨城古生物研究会(代表:安藤寿男 茨城大学理学部教授)に委託して実施した.

北茨城地域の新生界の地質・古生物と古環境の解明

茨城古生物研究会

調査概説

本調査の目的は、常磐地域の茨城県側について、比較的地層がよく露出する北茨城地域の地質や古生物の特性を明らかにして、古第三紀以降の堆積史や地史を復元することにある。そして風化・侵食作用や土木工事等によって滅失していく化石等の資料を集積して地質学的・古生物学的自然遺産の情報を記録することを目指している。第II 期第 1 次総合調査(2006 年~2008年)の 3 年間で行った調査の成果を以下のように、4 部構成でまとめる。

- A. 北茨城地域の地質と層序および堆積相・シーケン ス解析
- B. 五浦海岸の地質と高久層群九面層の炭酸塩コンク リーション
- C. 北茨城市の下部中新統湯長谷層群亀ノ尾層から産 出する化石
- D. 五浦海岸の地質資源を中心とした自然観察ルート の検討

A.北茨城地域の地質と層序および堆積相・シーケンス解析

1. はじめに

茨城県北茨城市から日立市にかけての太平洋岸地域は、常磐地域の南部に位置し、阿武隈山地の基盤をなす前期白亜紀以前の古期岩類の上に、古第三紀以降の堆積岩が被覆している(図 1). 常磐地域の古第三系からは石炭を産出するため、常磐炭田として炭坑開発・採鉱のための地質調査に始まり、数多くの地質学的研究がなされてきた. したがって、膨大な研究文献が蓄積されその全貌を把握するのは容易ではない. 茨城県北部の地域に限ると文献はかなり絞られるが、常磐地域は層序が南北に類似して連続しており、特定の地域の地質や層序などを研究するには、常磐地域内の隣接地域との比較をしながら行う必要がある.

そこで、最初に福島県南部を含めた常磐地域の地質 学的背景を理解するために、常磐地域や常磐沖堆積盆 の意義についてまとめる。そして、北茨城市周辺の地 質や層序を再検討し、堆積相・シーケンス層序解析か ら明らかとなった成果をまとめる。

2. 常磐沖堆積盆とは?

1) 地質学的にみた常磐地域の定義

常磐地域は、歴史的には常陸國(ひたちのくに)と 磐城國(いわきのくに)を総称する地域名称であるが、 地質学的には、福島県南部~茨城県北部の阿武隈山地 東部の太平洋岸の上部白亜系から新第三系上部までの 堆積岩類が分布する地域をいう(図1). 南限は棚倉構 造線までとされるが、北限は明瞭ではなく、少なくと も南相馬市原町付近までは地表にわずかながら新第三 系が露出しており、地下にもその分布が予想される. 常磐地域は、先新第三系の地帯構造区分では阿武隈帯 に相当するが、北縁は双葉断層の北側は南部北上帯南 縁におよんでいる. 日本海が拡大した前期中新世で東 北日本の地質構造の特性が変化しているため、中新世 以降とそれ以前で、地層分布が異なり堆積盆の地質学 的背景が異なるのは当然のことである.

阿武隈帯の基盤をなす岩石は、前期白亜紀以前の古期岩類である阿武隈変成岩類やその源岩となる古生界、そして阿武隈花崗岩類である.これらを被覆する堆積岩は、太平洋岸に南北に伸びた一連の前弧堆積盆の西縁部が、新第三紀以降の構造運動によって陸上に露出したものである.双葉断層や東西性左横ずれ成分を持ったブロック性の断層(二ッ箭断層、湯ノ岳断層)による変形はあるが、大局的に地層は南北から北北東一南南西走向で東に緩く傾斜した同斜構造をなしている.そして、その構造は太平洋沖合海底下にも広く連続しており、全体として常磐沖堆積盆と呼ばれている(岩田、1995;岩田ほか、2002など).本報告書では常磐沖堆積盆の陸域部分に対して常磐地域を用いる.

Ando (2003), 安藤 (2005, 2006) は, 常磐地域では 双葉層群として知られる白亜系を堆積した堆積盆は, サハリン北部から北海道, 三陸沖, 相馬沖, 常磐沖を 通って鹿島沖まで少なくとも1,400 km 以上にわたって連続しており, 古第三紀まで地層が断続的に続いているので, それらを一括する堆積盆の名称として蝦夷 堆積盆を用いている. そして, 堆積盆の形状, 構造的な位置づけ, 層序などから, 常磐亜堆積盆 (鹿島沖から気仙沼沖南部まで), 北上亜堆積盆 (気仙沼沖から久慈沖北方),北海道亜堆積盆に細分した. したがって, 本論では常磐沖堆積盆という名称は, 常磐地域の太平

洋沖の白亜系以上の堆積物をもたらした堆積盆(地質調査所,1992;岩田ほか,2002)という意味で用いる.

常磐地域は、地質構造の上で主要断層(北から双葉断層,二ツ箭断層,湯の嶽断層,山田断層)によって、北から順に富岡、双葉、石城北部、石城南部、多賀の5つの地区に分けられる(須貝ほか、1957).このうち茨城県北部の古第三系・新第三系は、山田断層以南の多賀地区として一括される.

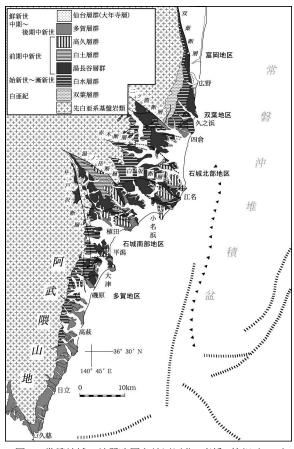


図1. 常磐地域の地質略図と地区区分. 高橋・柳沢 (2008)

2) 常磐地域の地質研究史

常磐地域では古第三系から石炭を産出するため炭鉱開発の必要から、中村 (1913) 以降多くの研究がなされてきた。それに伴う動植物化石の古生物学記載も含めると膨大になる。戦前の研究では徳永 (1927) が全域を扱った総括的な研究成果として重要である。1955年までの常磐地域全域や海域も含めた調査研究は、須貝ほか (1957)によって集大成されており、常磐地域の地質に関する最も重要な報告となっている。その後、1980年代になってまとめられた層序学的研究(根本、1989;高橋、1986;大槻・北村、1986;柳沢ほか、1989;竹谷ほか、1990など)でも、須貝ほか (1957)を踏まえた内容になっている。

1990年代以降,鎌田(1994, 1996, 2001),安藤(2002),

久保ほか (2002) , 田切・安藤 (2004) , 成田層研究会 (2004) , 須藤ほか (2005) , 高橋・柳沢 (2008) によって幾つかの視点から研究史の総説が行なわれており, これらを参照すると, 個別の地層・時代・地域の研究史あるいはそれらの問題点, そして最近の研究動向を把握できる. 常磐地域の地質学関連論文もほとんど網羅されている. しかし, 詳細に調べられるほど新たな課題が見いだされ, 現代的な視点から他の同時代の堆積盆にはない革新的な成果が蓄積されている.

3. 北茨城地域の地質概説

北茨城地域は、常磐地域を 5 地区区分した場合の南端である、多賀地区の北部に位置し、古第三系~新第三系が分布している。全体的に北北東-南南西走向の東暖傾斜を示し、下位より古第三系白水層群石城層、浅貝層、白坂層が整合的に重なり、上位に新第三系の湯長谷層群、高久層群、多賀層群がそれぞれ不整合で重なっている(図 2).

1) 白水層群

基盤岩類である阿武隈変成岩類,阿武隈花崗岩類を無整合で覆う.一般走向は北北東から南南西を示し,10~20°東に傾斜する.砂岩,有機質シルト岩主体の石城層,細粒砂岩主体の浅貝層,均質な砂質シルト岩主体の白坂層からなり,下位より順に整合的に累重する.白水層群の堆積年代は後期始新世~前期漸新世(約35-31Ma:須藤ほか,2005)とされており,石城層の下部~上部の間に始新統漸新統境界が位置するものと考えられている.

2) 湯長谷層群

白水層群の上位に不整合で累重する. 一般走向は北 北東から南南西を示し、10~20°東に傾斜する. 礫岩、 砂岩,有機質シルト岩主体の椚平層,砂岩主体の五安 層, 均質なシルト岩主体の水野谷層, 珪質なシルト岩 と層厚1m程度の砂岩層を挟在させる亀ノ尾層からな り,下位より順に整合的に累重する. 椚平層からは含 黒雲母凝灰岩中のジルコンのフィッショントラック 年代として 17.4±1.0 Ma (久保ほか, 2002), 20.8±1.2 Ma (久保ほか, 1994) の値が報告されており, 前期中 新世中期の地層とされている. 水野谷層と亀ノ尾層か らは NPD2B 帯 (18.4-16.9 Ma) に対比される珪藻化石 が報告されていることから, 前期中新世後期の地層 (久保ほか,2002) と推定されている. 湯長谷層群全 体ではおおよそ 21-17 Ma の堆積年代が推定されてい る (須藤ほか, 2005; 高橋・柳沢, 2008; 安藤ほか, 2011). 北茨城地域では常磐地域中部以北に見られる

本谷層や三沢層は露出せず, 亀ノ尾層が高久層群もしくは多賀層群平潟層に不整合で覆われる.

3) 高久層群

湯長谷層群の上位に不整合で累重する.一般走向は南北で,約10°東に傾斜する.下位より砂岩,シルト岩からなる二ッ島層と,泥質な極細粒砂岩からなる九面(ここづら)層が累重する.これら2つの層は分布地域が離れており,境界の詳細は不明である.九面層は産出する珪藻化石群集から,前期中新世末期~中期中新世初頭(16.7-16.4 Ma)と考えられている(高橋・柳沢,2008;安藤ほか,2011).

4) 多賀層群

多賀層群は、湯長谷層群、高久層群を不整合で覆って、下位より平潟層、大津層が順に重なる。高橋・柳沢 (2008) は、これら2層から産出する珪藻化石群集から、平潟層を中期中新世(約15.7~12.7 Ma)、大津層を後期中新世前期(約10.3~9.3 Ma)とし、これらは時間間隙が認められるため不整合関係にあると指摘した(安藤ほか、2011)。平潟層、大津層はともに生物擾乱を受けた泥質極細粒砂岩からなり、級化、もしくは塊状を呈する細~中粒砂岩を挟在している。平潟層は、長浜海岸において東西方向を軸とする向斜構造を示す。大津層は南北走向で数°東に緩く傾斜する。

4. 層序各節

白水層群については、既に上田ほか (2003) で詳述 しているので、本報告では湯長谷層群以上を主に報告 する (図 2, 3).

年代 (万年前)		地質時代		地	層名·岩石名	特 微	
1.1 -		第四紀	完新世 更新世		沖積層	未固結の砂や泥が谷や平野を埋積	
600 -			鮮新世	Į,			
1000 -			中新世) 多賀層群	天妃山層	海成沖合の灰色塊状砂質泥岩、泥質砂岩	
1100 - 1500 -					大津層	海成沖合の暗灰~灰色珪藻質成層泥岩、細粒砂岩	
1550 -		常		## ———————————————————————————————————	平潟層	海成沖合の泥岩・凝灰質砂岩互層、泥質細粒砂岩	
1600 -		新第三		層高	九面層	内側陸棚の生物擾乱塊状泥質極細粒砂岩	
1650 - 1800 -	*	쁖		群久	三つ島層	海成沖合の灰色塊状凝灰質細粒砂岩、砂質泥岩	
1000	#			湯	亀ノ尾層	半深海成の灰色薄葉理珪藻質泥岩. 砂岩薄層含む	
	兼			長谷	水野谷層	外側陸棚の灰色均質塊状泥岩. 砂岩薄層含む	
				谷層	五安層	浅海成の灰色細粒砂岩, 粗粒~礫質砂岩	
2100 -				群	押 平 層	河川成~汽水成の砂岩・泥岩互層	
3100 -		古第三紀	Q 漸新世 川	新新世 白 水層	白坂層	海成沖合の灰色均質単調な無層理泥岩	
					浅貝層	分級のよい塊状無層理の細粒砂岩、浅海生の 浅貝型貝類動物群化石をしばしば含む。	
3500 -			揺	把	始新世	群	石城層
			暁新世	1	0 0		
6500 -			後世	1			
10000 -		#1 1		Б <u>Б</u>	 [武隈花崗岩類	黒雲母花崗岩~角閃石·黒雲母花崗閃緑岩	
	年代		田 前世	阿武隈変	御斎所変成岩	緑色~灰色の珪質・砂質・苦鉄質片岩. 原岩は ジュラ紀の堆積岩	
14500	#			変成岩類	竹貫変成岩	緑色~灰色の苦鉄質・泥質片岩、原岩はジュラ 紀の堆積岩	
14000	ジュラ紀			Ι			

図 2. 北茨城地域の白亜系~新第三系の層序区分.

1) 湯長谷層群

(1) 椚平層

模式地:北茨城市磯原椚平周辺

層厚:約220 m

層位関係:下位の白坂層を不整合で覆い,上位は塊 状礫岩層を境界に五安層が重なる.

岩相:礫岩,粗~極細粒砂岩,シルト岩,石炭,凝灰岩からなる.本層下部は斜交層理が見られる礫岩が発達する.礫岩中にはレンズ状に平板型斜交層理が発達する細粒砂岩が挟在することがある.本層中部は露出が悪いが,斜交層理の発達する細粒砂岩と砂質な有機質シルト岩が分布するのを確認した.本層上部は,Crassostrea sp.の密集層や海生軟体動物化石が産出する激しい生物擾乱を受けた泥質な極細粒砂岩が発達する.上部の泥質極細粒砂岩中にはフレーザー層理やウェーブリップルなどが見られる.また,有機質シルト岩及び石炭と,斜交層理が発達する中粒~細粒砂岩からなる層厚2~4m単位のセットが周期的に挟在する.

椚平層全体には炭化植物片が多く含まれており, 葉化石や炭化木片を数多く産出する.本層は,南 西部は断層によりその分布が断たれ,北西方向へ は薄層化しており南方に尖滅すると推測される.

産出化石: (本研究) Crassostrea sp. Turritella sp.

(矢部ほか, 1995b: 磯原) Crassostrea gravitesta, Trapezium isoharaense, Vicarya yokoyamai, Vicaryella japonica, Vicaryella sp., Tateiwaia sp., Batillaria sp., Mancinella sp.

(2) 五安層

模式地:福島県いわき市松久須根町五安付近

分布:北茨城市磯原から関本町関本上付近に,途中 断層により一部断続的であるが,南北に分布する (南北約3.5 km,東西数100 m).

層厚:約80 m

層位関係: 椚平層の上位に,塊状礫岩層をもって整合的に重なる.

岩相:中粒~極細粒砂岩からなる. 基底部は層厚約 1 m の塊状礫岩が下位の椚平層を削り込んで発達し、その上位にトラフ型斜交層理が発達した中粒砂岩が累重する. 中部からは平行層理が見られる生物擾乱を受けた細~極細粒砂岩が発達する.

産出化石: (鎌田, 1972) Lucinoma acutilineatum, Cultellus izumoensis jobanicus, Acila divaricata submirabilis

(3) 水野谷層

模式地:福島県いわき市水野野付近

分布:北茨城市磯原から関本町関本上付近で,五安 層の東方に東西方向へ数100mの範囲で分布する.

層厚:約80 m

層位関係:下位の五安層に整合的に重なり、上位の 亀ノ尾層に整合的に覆われる.

岩相:主に均質なシルト岩からなり、最上部にハンモック型斜交層理を呈する細粒砂岩が挟在する.本層中下部のシルト岩は塊状を呈するが、一部では平行層理が見られる.顕著な生物擾乱は見られないが、稀に小型の生痕化石が産出する.最上部の細粒砂岩中にはシルト岩の薄層が挟在やウェーブリップルが見られる.

産出化石: (鎌田, 1972) Lucinoma acutilineatum, Turritella omurai, Acirsa watanabei, Beringius mitsuchii, Buccinum kurodai, Musashia tokunagai

(4) 亀ノ尾層

模式地:福島県いわき市常磐水野谷町亀ノ尾付近(須 貝ほか, 1957)

分布:北茨城市関本町関本中付近(南北に約3 km, 東西に約1.5 km),および大津町付近(南北約1 km, 東西約1 km)

層厚:約200 m.

層位関係:下位の水野谷層との境界は確認できていない.上位の九面層,平潟層に傾斜不整合で覆われる.

岩相:平行葉理がよく発達する珪質シルト岩からなり、塊状、もしくは級化を示す層厚約1m程度の細粒~中粒砂岩や、凝灰岩の薄層を挟む.シルト岩中に微少な炭質物や、合弁の貝化石を散在することがある.砂岩には平行葉理が見られ、極稀にカレントリップルも見られる.本層中部に見られる大津層との不整合面付近では、シルト岩中にスランプ構造や脱水構造が見られる.

産出化石: (本研究) 二枚貝 Cyclocardia tokunagai, Acilana tokunagai (Yokoyama), Lucinoma otukai, 掘足類 Dentalium sp., 植物化石 Cunninghamia protokonishii, Zelkova ungeri, 魚鱗化石 Cluperidae (ニシン科), Myctophidae (ハダカイワシ科), Gadiidae (タラ科), Macrouridae (ソコダラ科) など. C 部を参照.

(鎌田, 1972) Acila eximia, Nuculana pennula, Portlandia tokunagai, Adulomya chitanii, Palliolum peckhami, Cyclocardia orbica, Lucinoma otukai, Solemya tokunagai

2) 高久層群

(1) 二ッ島層

模式地:北茨城市二ッ島周辺

分布:模式地と同様(南北約4km, 東西約1km).

層厚:確認した限りでは約30 m

層位関係:下位の湯長谷層群水野谷層を不整合で覆 う.上位の九面層との境界は確認できていない.

岩相:中粒〜細粒砂岩からなる.最下部は分級が普通〜不良で泥質な細粒砂岩からなり、Panopea nomurai、Macoma optiva などの海生軟体動物化石を合弁、離弁状態で散在する.その上位には、ハンモック型斜交層理が発達する中粒〜細粒砂岩が累重する.この砂岩中にはウェーブリップルが見られる砂質シルト岩の薄層が挟在する.全体的に炭化植物片が多く含まれる.

産出化石: (本研究) Mizuhopecten sp., Lucinoma sp., Clinocardium shinjiense, Papyridea harriani, Macoma optiva, Panopea nomurai

(須貝ほか, 1957) Anadara watanabei, Cyclocardia siogamaensis, Lucinoma acutilineatum, Dosinia nagaii, Spisula nakayamana, Macoma optiva

(2) 九面層

模式地:福島県いわき市九面付近 (Yabe, 1948)

分布:大津町付近(南北約500 m, 東西約500 m), および平潟町平潟から福島県勿来漁港にかけて (南北約1.5 km, 東西約1.5 km)分布する.

層厚:確認できる限りで約40 m.

層位関係:下位の亀ノ尾層を傾斜不整合で覆い,上 位は平潟層に傾斜不整合で覆われる.

岩相:激しい生物擾乱を受けた塊状な泥質極細粒砂 岩からなる. 層厚約30cmのシルト岩を挟在する が、生物擾乱により乱され不明瞭な産状を示す. Lucinoma acutilineatum, Cyclocardia laxata, Cyclocardia siogamaensis, Yoldia landabilis 等の海 生二枚貝化石が多数散在する. 合弁個体も多く, 特に L. acutilineatum の多くは生息姿勢を保った 産状を示す. また貝破片も多く産出し, 一部では それらが葉理をなす. 軽石の細礫が散在し、それ らが小規模なレンズ状(層厚数 cm,幅10 cm程 度)を示すことがある. 炭質物が多く含まれ, 特 に炭化木片(長径 50 cm 以下)とそれに伴うフナ クイムシの生痕化石が多く産出する. 多様なサイ ズ, 形態を示す炭酸塩ノジュールが多く産出する. 海生軟体動物化石がこれらノジュール内に含ま

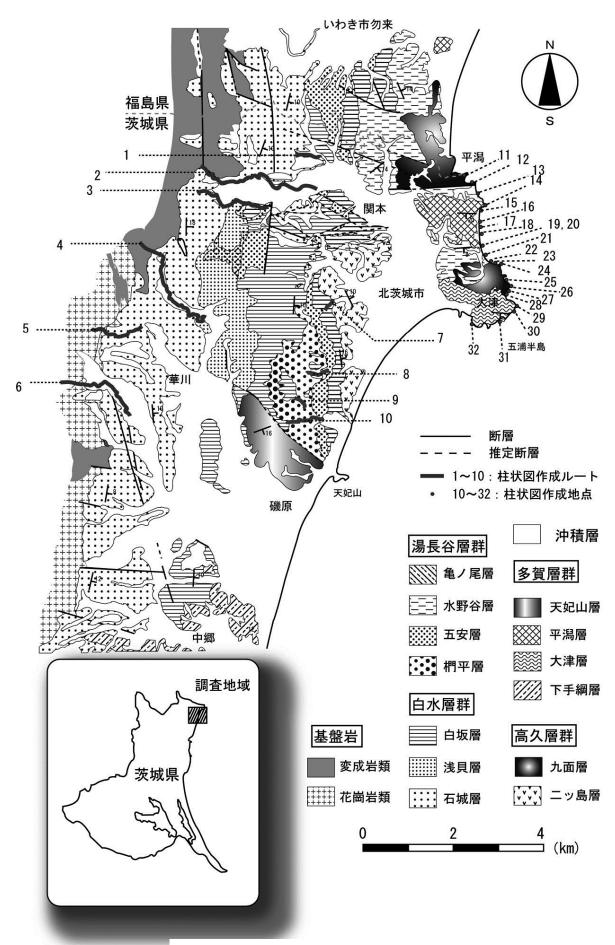


図3. 北茨城地域の地質図. 須貝ほか (1957) に調査データを追加.

れた産状を示すことも多い.

産出化石: (本研究) Yoldia landabilis, Mizuhopecten kobiyamai, Cyclocardia laxata, Cyclocardia siogamaensis, Lucinoma acutilineatum, Papyridea sp., Clementia sp., Macoma sp., Dentalium

yokoyamai, Turritella tokunagai, Musashia densicostata

(鎌田, 1972: 五浦) Buccinum kurodai, Fulgoraria tokunagai, Portlandia enaensis, Periploma pulchellum, Macoma izurensis, Turritella hataii,

华建和		光连排头 豆儿眼坛		堆積組相		相 # + + + > 4.1-	
堆積相 ————————————————————————————————————		刊	堆積構造, 層位関係			漬環:	
1	炭質頁岩 石炭		黒色を示す炭質頁岩, もしくは石炭、炭化植物片を含む、 層厚約数 10 cm 以下で, 石城層に多く分布する, 堆積相 2.3 に累重し, 5, 8, 11 が上位に重なることが多い.			ΙΞ	・堆積相5, 6, 7から堆積相1.2, 3へと上方細粒化するユニット (層厚約5~10m)を複数枚累重
2	有機質シルト岩		茶~暗灰色を示すシルト岩、炭質物を非常に多く含む. 層厚約数 m~数10 cmで石城層、 椚平層に分布する. 堆積相 3, 4, 5, 11 に累重し, 1, 5, 8, 9が上位に重なる.	\mathbb{N}	8	明	させる. ・ 推積相5 6 7が発達しており
3	非有機質 シルト岩		白灰色~青灰色を示す塊状なシルト岩 稀に微小な炭化植物片を含む.層厚約数10 cm以下で厚く発達せずに,石城層に分布する. 堆積相 4,5,11 に累重し堆積相 2に漸移する.		$\ \ $	1 - Z/dk	堆積相1, 2, 3は, ほとんど見られない. ・ユニット下部に位置する堆積
4	斜交層理 極細~細粒 砂岩	-11-	斜交葉理が良く発達する極細〜細粒砂岩. 炭化植物片を多く含み, 炭質葉理が発達する. 層厚約数〜数10 mで石城層. 椚平層に分布する. 堆積相 5,6,7 に累重し1,2,3 が上位に重なる.	#	∭ ≣	ŧ	相5.6.7は下位の層を深く削り こんで堆積する.
5	トラフ型 斜交層理中粒 ~粗粒砂岩		トラフ型斜交層理が発達する中粒〜粗粒砂岩. トラフ内で正級 化している. 炭質物を多く含む. 層厚約50 cm〜数 mで石城層, 椚平層に分布する. 堆積相 1,6,7 に累重し,4 が上位に重なる.	#			・堆積相5, 6. 7から堆積相1, 2, 3へ と上方細粒化するユニット (層厚
6	斜交層理 基質支持 礫岩		トラフ型斜交層理がよく発達する細礫~中礫の亜円~亜角礫岩. 顕著な正級化が見られる。分級の悪い中粒砂岩をレンズ状に挟む. 層厚約数 mで椚平層に分布し, 堆積相 5 に漸移する.				約5~10m) を複数枚累重させる. ・堆積相1, 2, 3, 4, 5が発達し, 6, 7は 見られない.
7	斜交層理 礫支持礫岩		トラフ型斜交層理がよく発達する中礫~大礫の亜円礫. 層理に沿って礫が配列し正級化をみせる. 層厚約数 mで石城層. 椚平層ともに最下部に分布する. 堆積相 5,6 に漸移する.	7 \		0. 功压	・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・
8	生物擾乱 砂質シルト 〜細粒砂岩	1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	激しい生物優乱を受けた塊状砂質シルト〜泥質細粒砂岩 微小な炭化植物片を多く含む. 層厚約15 m以下で石城層、 椚平層に分布する. 堆積相1-3, 9-12 が本相に挟在する.			<	る。・全体的に炭化物を多く含む.
9	含貝化石 泥質細粒 砂岩	9:	生物擾乱を受けた泥質細粒砂岩、海生軟体動物化石を離弁、破 片の状態で散在する、微小な炭化植物片を多く含む、層厚約 1 m以下で石城層、椚平層に分布する、堆積相 8 に累重する.		111	, 2	・全体的に泥質で激しい生物擾乱を受けており、炭化
10	含力キ化石 極細粒~細粒 砂岩	•••	泥質な極細〜細粒砂岩、Crassostreaの密集層を産出する。一部は生息姿勢を保つが大半は接合面が層理に平行に倒れる層厚約1m以下で石城層、椚平層に分布する。堆積相8に累重する。	\	\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\		植物片などを多く含む. ・ 堆積相7のみ比較的厚い堆 積を示す.
11	泥質細粒 ~中粒砂岩	1	泥質極細~細粒砂岩. 炭化植物片を多く含み. 炭質葉理やマッドドレイプが頻繁に見られる. 管状生痕が点在する. 層厚約15m以下で石城層に多く分布する. 堆積相1,2,3を挟在する.	7	/ - 	T. P.	**Crassostreaの密集層 (堆積相10)を含む.** ・ 堆積相1からは根痕化石も
12	平板型 斜交層理 中粒砂岩	1111	平板型斜交層理が発達する中粒砂岩. 炭化植物片を多く含み, 炭質葉理が発達する. 本相上部に管状生痕が点在する. 層厚約 2~3 mで石城層に分布する. 堆積相1, 2, 11と累重する.	7	A.		全球に行うられている。 産出し、植生の存在を示唆する。
13	斜交層理 細粒~中粒 砂岩		トラフ型斜交層理が発達する細~中粒砂岩、炭質薬理が見られる。細~中礫をレンズ状に含むことがある。層厚約 2~3 mで 浅貝層、五安層、水野谷層に分布する。14,15 と累重する。		朝外诉	TOWNER, P.	堆積相13,15が、細粒砂 岩優先で互層をなすか堆 積相13のみで構成される.
14	ハンモック状 斜交層理 細粒砂岩		HCS が発達する細〜中粒砂岩. 上方へ細粒化し,ウェーブリップル葉理が発達することがある. マッドドレイブを挟在する. 層厚約 1m で水野谷層上部に分布し, 堆積相15,16と互層する		N N		・細粒砂岩中では稀にウェーブリップルが見られる.
15	塊状極細粒 ~細粒砂岩	V 	激しい生物擾乱を受けた塊状な極細〜細粒砂岩. 浅貝層下部ではウェーブリップルが見られた. 微小な炭質物を含む. 層厚約数10mで浅貝層, 五安層に分布する. 堆積相15を挟在する.		· ت -		Ophiomorpha やThalas- sinoides が産出する. ・ 堆積相14と15が互層をなして形成
16	含貝化石 極細粒~ 細粒砂岩	W I	激しい生物擾乱を受けた極細〜細粒砂岩. 海生軟体動物化石が合弁で散在し,一部で密集する. 層厚約 1〜2 mで浅貝層に分すする. 厚く発達した堆積相 15 に挟まれ, その関係は漸移的.		二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十二十	HME	される. ・ 堆積相14は上方に細粒化する傾向
17	塊状 シルト岩		均質な塊状シルト岩. 極稀に平行葉理が、わずかに生物擾乱や生痕化石が見られる. 微小炭質物が点在する. 層厚は最大で約40 mと厚い. 白坂層, 水野谷層に分布する.		下部从沿		があり、上部にはウェーブリップルが見られることがある。 ・ 堆積相14には、Ophiomorphaなど
18	珪質 シルト岩		珪質葉理が良く発達するシルト岩. 微小な炭質物を含むことがある. 生痕化石がまれに散在する. 層厚は約 10 mで, 亀ノ尾層に分布する. 堆積相 19, 20 を層厚約数 10 cmで挟在する.	///	\ <u> </u>	i l	が点在している。 タービダイト挟在 ・ 堆積相15,16が
10	級化 中粒~ 極細粒砂岩		級化する中粒~極細粒砂岩. 長径数cmのシルト岩片を基底部に含むこがある. 上部では平行葉理が発達し、一部ではカレントリップルも見れる. 厚く発達した堆積相 15 に挟まれる. 層厚 1 m以下.	$\mathcal{U}_{\mathbb{R}}$	陸棚~約	=	・ 堆積相15,16が 厚く堆積し,19 を挟在する。 か
20	塊状 中粒~ 粗粒砂岩		塊状な中粒~粗粒砂岩. 分級は並である. 一部で平行葉理が られる. 層厚は約数 10 cmで, 亀ノ尾層に分布する. 堆積相15や18 中に挟在する.	t	L F M M M M	C(v	・下位上部は激 しい生物擾乱 ・Turritella, Cycl- ocardia を産出
21	塊状礫岩		亜円礫(~30m)からなる礫支持礫岩で塊状を呈する. 顕著なり 食面をもって下位の層に累重する. 層厚約 0,5~1mで,五安り 基底に分布する. 本相を境に上下の堆積相が著しく変化する.	醒, ///	保備に	7,1111	・ 堆積相17の均質 ・ 堆積相18と堆
					日野時	띠	- く堆積する. をなす. ・生物擾乱が見
							が見られる。 ・一部では生物擾 乱が見られる。
							海進性礫岩

図 4. 北茨城地域に分布する新生界から識別した堆積相とその累重関係・組み合わせから認定した堆積組相.

Dentalium ykoyamai, Saccella confusa toyomaensis, Mactra nakayamaensis, Panope nomurae, Mya cuneiformis, Crepidula nidatoriensis sogabei, Nuculopsis kokozurensis, Thracia kamayashikiensis, Conchocele compacta minor, Panomya simotomensis, Babylonia kozaiensis kokozurana

3)多賀層群

(1) 平潟層

模式地:北茨城市平潟付近(鈴木, 1952)

分布:平潟町付近(南北約 1km, 東西約 1km) に分布する.

層厚:約200m.

層位関係:下位の九面層を不整合で覆う.上位層は 確認されていない.

岩相:泥質な極細粒砂岩からなり、一部で平行葉理が見える。本層中部より上位では、層厚1m以下の主に軽石からなり塊状、もしくは級化を示す粗~細粒砂岩を挟在するようになる。生物擾乱が激しく、塊状極細粒砂岩部では Zoophycos isp.、Ophiomorpha isp. など多種多様な生痕化石(水平性のものが多い)が多く産出する。Macoma optivaの合弁個体を散在する。

産出化石: (本研究) Macoma optiva.

(2) 大津層

模式地:北茨城市大津付近(Mitui et al., 1973)

分布: 摸式地 (南北約 500 m, 東西約 1.5 km).

層厚:約30 m.

層位関係: 下位の九面層, 平潟層を不整合で覆う(柳沢, 1996; 須藤ほか, 2005).

岩相:泥質な極細粒砂岩からなり、塊状もしくは級化を示す分級の悪い細粒~中粒砂岩(層厚数 10 cm)を挟在する.一部の細粒砂岩では顕著な平行葉理が見えるが、全体的には激しい生物擾乱により塊状を呈し、Ophiomorpha isp.等垂直性の生痕化石が多く産出する.中部に層厚 1~2 m 程度の粗粒凝灰岩層からなる"五浦凝灰岩層"(柳沢、2002)を数枚挟む.その付近では直径 1~2 m になる円盤状の石灰質ノジュールが発達している.

5. 堆積相解析

岩質、粒度、分級度、堆積構造などから 21 の堆積相を識別し、それらの特徴や随伴関係から、7 の堆積組相 $(A\sim G)$ を認定した(図 4). 図中に記述した内容を省いて記述する.

1) 堆積相区分

堆積相1:炭質頁岩,石炭(図5)

白水層群石城層と湯長谷層群椚平層に分布する.

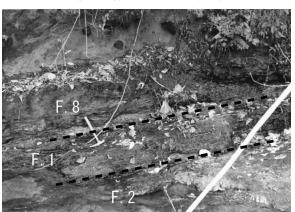


図 5. 白水層群石城層下部の内湾・エスチュアリー相(堆積組相B)で観察された有機質シルト岩(堆積相2)と石炭層(堆積相1),泥質極細粒砂岩(堆積相8). 北茨城市関本町富士が丘(図23の柱状2).

堆積相2:有機質シルト岩(図6,図7)

根痕化石がしばしば含まれる. 砂質を呈し, フレーザー層理が見られることがある. 根痕化石の存在から植生のある堆積環境が示唆される.

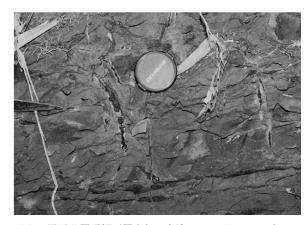


図 6. 湯長谷層群椚平層上部の内湾・エスチュアリー相 (堆積組相 B) 中の有機質シルト岩(堆積相 2) から産 出した根痕化石.北茨城市磯原町磯原(図 23 の柱状 10).

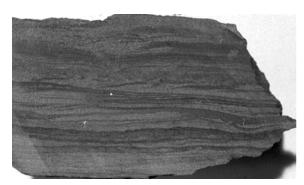


図 7. 白水層群石城層下部の内湾・エスチュアリー相(堆積組相B)中の砂質な有機質シルト岩(堆積相2)に見られたフレーザー層理.北茨城市関本町関本上(図23の柱状2).

堆積相3: 非有機質シルト岩

本相は石城層と椚平層に分布する.

堆積相4:斜交層理極細粒~細粒砂岩(図8)

低角斜交層理や平板型斜交層理が発達する.シルト岩の偽礫 (径 $1\sim2$ cm) が層理に沿って配列することがある.

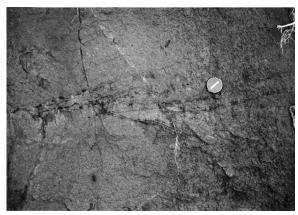


図 8. 白水層群石城層上部の砂質河川相(堆積組相 A-2) 中の細粒砂岩(堆積相 4)に見られたフォーセットをな す炭質葉理. 北茨城市関本町富士が丘(図 23 の柱状 3).

堆積相 5:トラフ型斜交層理中粒~粗粒砂岩 (図 9)

一部でマッドドレイプも見られる. 最大層厚約 30 cm の分級があまり良くない細粒砂岩をレンズ状に挟むことがある. しばしばトラフ底に細礫 (シルト岩の 偽礫も含まれる) が配列する.



堆積相 6: 斜交層理基質支持礫岩 (図 10)

礫は主に花崗岩とシルト岩からなり, 石城層下部(南西部) と椚平層下部に分布する.

堆積相7:斜交層理礫支持礫岩(図10)

礫は大部分が花崗岩、砂岩、シルト岩からなる. インブリケーションはほとんど見られない. 最大層厚約30 cm になる平板型斜交層理を呈する分級の悪い粗~

細粒砂岩をレンズ状に挟む.下位の層を深く削りこむ.

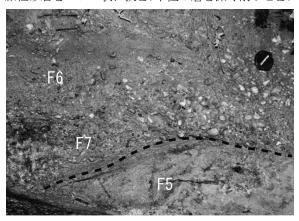


図 10. 湯長谷層群椚平層下部の礫質河川相(堆積組相A-1)中のトラフ型斜交層理が発達する礫岩(堆積相,8)とそれに削り込まれる中粒砂岩(堆積相5). 堆積相6と7はこのように漸移関係を持つ. 北茨城市磯原町磯原(図23の柱状10).

堆積相8:生物擾乱砂質シルト~泥質細粒砂岩

垂直性の生痕化石 (*Ophiomorpha* isp., *Thalassinoides* isp.等) が密集する(図 11). 全体的に塊状を呈するが, 一部では炭質葉理やフレーザー層理, 稀にウェーブリ



図 11. 白水層群石城層中部の内湾・エスチュアリー相(堆積組相 B)中の泥質極細粒砂岩層(堆積相 8)に見られる生痕化石. 層理面. 北茨城市関本町関本上(図 23 の柱状 2).

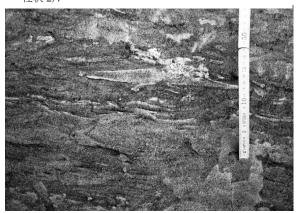


図 12. 湯長谷層群椚平層上部の内湾・エスチュアリー相 (堆積組相 B) 中の泥質細粒砂岩(堆積相 8) に見られ たウェーブリップル断面. 北茨城市磯原町磯原(図 23 の柱状 10).

ップルも観察される (図 12). 堆積相 9, 10 とは漸移的な関係を持つ.

堆積相9:含貝化石泥質細粒砂岩

垂直性の生痕化石(Ophiomorpha isp., Thalassinoides isp.等)が点在する.

堆積相 10: 含カキ化石極細粒~細粒砂岩 (図 13)

泥質砂岩部に発達したカキ密集層は、潮汐流のような営力で軽微な移動を受けたと思われる. 微小な炭化植物片も多く含む. 堆積相 8,9 に累重し,上位に堆積相 7 が重なる. 各堆積相との関係は漸移的である.



図 13. 湯長谷層群椚平層上部の内湾・エスチュアリー相 (堆積組相 B) の Crassostrea sp.密集層(堆積相 10). ほとんどの個体が層理面に対して平行に倒れており,カ キ礁自体は生息姿勢を保っていない.層理面斜め上より 撮影. 北茨城市磯原町磯原(図 23 の柱状 10).

堆積相 11:泥質細粒~中粒砂岩 (図 14)

礫径 2~3 cm 程のシルト岩の偽礫が層理に沿って配列 することがある. 稀に垂直性の生痕化石 (*Ophiomorpha* isp.) が点在する. 本相は層厚約15 m以下で石城層中下部と椚平層上部に多く分布する.



図 14. 湯長谷層群椚平層上部の内湾・エスチュアリー相 (堆積組相 B) 中の泥質細粒砂岩中(堆積相 11) に見 られるマッドドレープ. 北茨城市磯原町磯原(図 23 の 柱状 10).

堆積相 12: 平板型斜交層理中粒砂岩

層厚約20cmの正級化をなす細礫層がレンズ状に挟

在する. 生物擾乱がわずかに見られ,垂直性の生痕 (*Ophiomorpha* isp.) が点在する. 石城層中下部, 椚平 層上部に分布し,厚さ約 $2\sim3$ m で堆積相1,2とセットをなし,堆積相8,9に挟在する.

堆積相 13: 斜交層理細粒~中粒砂岩 (図 15)

トラフ底に粗粒砂が配列し、トラフセット内で正級 化する. 稀に垂直性の生痕化石 (*Ophiomorpha* isp., *Thalassinoides* isp.) が見られる.



図 15. 湯長谷層群五安層下部の上部外浜相 (堆積組相 C) 中の中粒砂岩 (堆積相 13) に発達するトラフ型斜交層 理. 北茨城市磯原町磯原 (図 23 の柱状 10).

堆積相 14: ハンモック型斜交層理細粒砂岩 (図 16)

ウェーブリップルを呈する砂質シルト岩の薄層(層厚約数 cm)が挟在することがある.本相の層厚は約2~3 mで、最上部にもウェーブリップルがよく見られる.水野谷層上部と、二ッ島層下部に分布する.



図 16. 湯長谷層群水野谷層上部の下部外浜〜内側陸棚相 (堆積組相 D) 中の細粒砂岩に発達するハンモック型斜 交層理(堆積相 14). 北茨城市関本町神岡上(図 23 の 柱状 7).

堆積相 15:塊状極細粒~細粒砂岩(図 17)

Ophiomorpha isp., Rosselia isp., Thalassinoides isp. がよく見られる. 堆積相 8 とは、分級の良さと炭化植物片の量などで区別される. 浅貝層と五安層, 高久層群, 多賀層群全体に広く分布する. 浅貝層下部, 五安層下部, 二ッ島層下部では堆積相 13, 14 を挟在する.

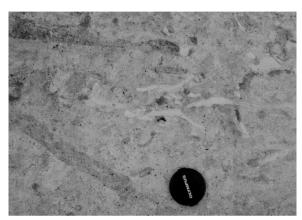


図 17. 多賀層群平潟層の砂質陸棚~大陸斜面相(堆積組相E)中の,生物擾乱が激しい泥質極細粒砂岩層(堆積相 15). 北茨城市平潟町長浜海岸(図 23 の柱状 19).

堆積相 16: 含貝化石極細粒~細粒砂岩 (図 18)

垂直性の生痕化石の密集も観察される。本相は、堆積相9と比べると炭化植物片が微小で含有量も少ない。また岩相が均一で海生軟体動物化石も合弁が多いことから、堆積相9よりも潮汐流や波浪の影響が少ない安定した砂底環境における堆積物であることが考えられる。浅貝層と二ッ島層、九面層、平潟層に分布する。

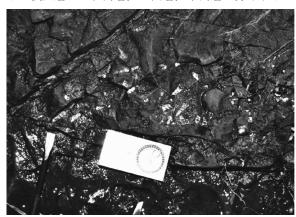


図 18. 白水層群浅貝層中部の砂質陸棚~大陸斜面相(堆積組相E)中の泥質極細粒砂岩に含まれる Turritella sp. 小規模密集層(堆積相16). 北茨城市関本町関本上(図23の柱状1).

堆積相 17: 塊状シルト岩 (図 19)

稀に海生軟体動物化石が離弁で産出する.他の堆積相との累重関係はほとんど見られず,水野谷層上部で堆積相20を数枚挟む程度である.

堆積相 18: 珪質シルト岩 (図 20)

凝灰岩の薄層を挟むことがある。微少な炭質物を含む、海生軟体動物化石である Lucinoma sp., Cyclocardia sp., Portlandia tokunagai などを、合弁で散在的に産出することがある。また、一部で深海性の生痕化石 Chondrites sp.を産出した.

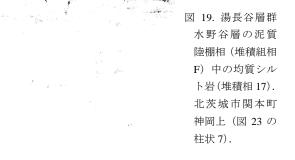




図 20. 湯長谷層群亀ノ尾層に分布するの大陸斜面相(堆積組相 G)中の珪質シルト岩(堆積相 18). 北茨城市関南町関本下(図 23 の柱状 2).

堆積相 19:級化中粒~極細粒砂岩 (図 21)

ユニット上部では平行葉理やカレントリップルが見られる. ユニット下部には、下位層由来の偽礫密集層がある. 垂直性の生痕化石 (幅数 cm, 長さ 10~20 cm)が散在する. 層厚は 1 m 以下で亀ノ尾層、平潟層、大津層に挟在する.



図 21. 多賀層群平 潟層の砂質層階棚 ~ 大陸斜相 E)に見られるタード グイト (堆積組相 E)に ダイト (複数のタービダイトな). 複数層が 層 19). イト で が と 下 変 で で で まして 市 平 潟 町 た 下 平 潟 町 に 図 23 の 柱状 17).

堆積相 20:塊状中粒~粗粒砂岩

垂直性の生痕化石(幅数 cm, 長さ 10~20 cm) が点在する. 下位層の偽礫を取り込んでいることがある. 層厚は 1 m 以下で, 亀ノ尾, 平潟, 大津層に挟在する. 堆積相 21: 塊状礫岩(図 22)

礫種は、砂岩シルト岩と一部花崗岩で構成される. 本相を境界として、下位に比べ堆積深度が深い堆積物が順次上位に重なる.本相の層厚は約1m以下で五安層基底部にのみ分布する.



図 22. 湯長谷層群椚平層に重なる五安層基底に発達する 塊状の海進性礫岩(堆積相 21). 北茨城市磯原町磯原(図 23 の柱状 10).

2) 堆積組相区分 (図3)

堆積組相 A:砂質河川(堆積相 1~7)

トラフ型斜交層理の発達する堆積相 4, 5, 6, 7 から,非有機質および有機質シルト岩と石炭層からなる堆積相 1, 2,3 へと上方細粒化するユニット(層厚約5~10 m)が複数累重する組相である。この様な上方細粒化ユニットを示して累重する堆積組相は河川成堆積物の典型 (Miall, 1992) と似ている。本組相は,堆積相 6,7 が発達し 1,2,3 がほぼ見られないものと,1,2,3,4,5 が発達する 2 タイプに識別でき,それぞれを A-1, A-2 とする。

A-1: 礫岩が亜円礫主体でトラフ型斜交層理をなす (堆積相 6, 7) ことや,基底面が下位の層を顕著に削りこんでいることから,無秩序な土石流堆積物などではなく,掃流によって礫が運搬され堆積したチャネル堆積物であることがわかる.堆積相 7 にレンズ状に挟まれる平板型斜交層理の発達する細粒砂岩は,縦列州の側方付加堆積物と見なせるだろう.全体に炭化植物片が多く含まれている.以上から,A-1 は,氾濫原があまり発達してない礫質河川相と解釈した.

A-2: A-1 同様斜交層理の発達する分級が悪い中粒砂岩(堆積相 5) はチャネル堆積物であると考えられる. また,根痕化石などを産出する有機質なシルト岩

(堆積相 1, 2) は、氾濫原などの植生のある環境が推測される. 石城層上部(柱状図 3)では堆積相 4, 5 に見られるカレントリップルや平板型斜交層理などから、主に北東から南東方向へと方角に幅がある古流向が求められ、流路が蛇行していた可能性が考えられる.以上から、A-2 は氾濫原の発達するような河口付近における砂質河川相と解釈した.

堆積組相 B: 内湾-エスチュアリー (堆積相 1, 2, 3, 8, 9, 10, 11, 12)

主に生物擾乱を受けた塊状で泥質な極細粒~細粒 砂岩 (堆積相 8) からなり, Crassostrea sp.の密集層 (堆 積相 10) や海生軟体動物化石(堆積相 9) を産出する. そして, 分級が悪い斜交層理の発達する中粒砂岩から 有機質なシルト岩,もしくは石炭からなる層厚数 m の ユニット(堆積相 1, 2, 3, 11, 12)が挟在する.こ れらは下位の泥質な極細粒砂岩を削り込んで重なる. 泥質極細粒砂岩に見られるウェーブリップルや, 生痕 化石の密集,海生軟体動物化石の産出から,本組相を 示す堆積物は、波浪の影響をいくらか受ける底生生物 活動が活発な、比較的安定した堆積環境が推測される. また、Crassostrea sp. の密集層は、汽水域の潮間帯を 示す示相化石であることから,河川の流入により一部 汽水域となる内湾環境が推定できる. 本組相に多く含 まれる炭化植物片も,河川からの流入によるものであ ろう. 中粒砂岩から有機質シルト岩で構成されるユニ ットは、組相 A-2 に類似するが、内湾成堆積物中に数 mの層厚で挟在することや, 有機質シルト岩中にフレ ーザー層理が見られること, 生物擾乱が見られること から潮汐の影響が考えられ、潮汐チャネルと塩水湿地 の堆積物と推測できる. 以上から堆積組相 B を内湾-エスチュアリー相と解釈した.

堆積組相 C:上部外浜(堆積相 13, 15)

極細粒〜細粒砂岩(堆積相15)と斜交層理が発達した分級が普通〜不良の中粒砂岩(堆積相13)が、細粒砂岩優勢で互層するか、もしくは中粒砂岩が厚く発達する。細粒砂岩は生物擾乱を受けており、生痕化石(Ophiomorpha isp., Thalassinoides isp.)が点在する。細粒砂岩に見られるウェーブリップルから静穏時波浪限界水深以浅の堆積環境が考えられる。また、それと互層する斜交層理の発達する中粒砂岩は、沿岸州の移動や離岸流、沿汀流のチャネル堆積物と考えられる。以上から堆積組相 C を上部外浜相と解釈した。

堆積組相 D:下部外浜~内側陸棚(堆積相 14, 15, 16) 主に分級の良い塊状極細粒~細粒砂岩(堆積相 15, 16) からなり,海生軟体動物化石(*Panopea nomurai*, Macoma optiva 等)を合弁、もしくは離弁状態で散在する. 特に P. nomurai は生息姿勢を保つ産状を示すことが多く、その推定生息深度は 20m 以浅とされている(小笠原、1989). また、ハンモック型斜交層理が発達する分級が良い細粒砂岩(堆積相 14)と塊状極細粒~細粒砂岩が互層をなすこともある. 塊状部は生物擾乱が顕著で垂直性の生痕化石の密集部が多く見られる. 堆積相 14 には、一部に浅海域での波浪によるウェーブリップルが見られることから、静穏時波浪限界付近から底生生物の活動が活発な波浪の影響を受けない深度までの堆積環境が考えられる. よって本組相は下部外浜~内側陸棚相と解釈した.

堆積組相 E: 砂質陸棚~大陸斜面上部(堆積相 15, 16, 19, 20) 主に塊状で泥質な極細粒砂岩(堆積相 15) か らされる. 生物擾乱が激しく様々な生痕化石や海生軟 体動物化石(Lucinoma acutilineatum, Macoma optiva 等) が産出しており、底生生物の活動が盛んな安定した堆 積環境が考えられる.極細粒砂岩中に挟在する級化構 造を呈する層厚1m程度の中粒~極細粒砂岩(堆積相 19) は、級化から平行葉理、リップルと重なる堆積構 造が Bouma sequence (Bouma, 1962) に類似し, 陸棚か ら斜面上部域におけるタービダイトであると考えられ る. 時々単層の下部に偽礫として含まれる極細粒砂岩 は, 重力流が発生した際に下位の堆積物を侵食して取 り込まれたものと考えられる. 塊状を呈する中粒砂岩 (堆積相20)については、重力流による可能性と、そ の粒子がほぼ軽石から構成されることから, 降下成の 軽石層である可能性が考えられる. 生痕化石には Ophiomorpha, Thalassinoides, Zoophycos, Anconichnus などがあり、浅海性~漸深海性とされる(野田,1994) ものが含まれている. また二枚貝 M. optiva から推定さ れる堆積深度は 100 m 以浅 (小笠原・増田, 1989) である. よって本堆積組相は砂質陸棚~大陸斜面上部 の堆積環境が推測できる.

堆積組相 F: 泥質陸棚(堆積相 17) 均質なシルト岩(堆積相 17) からなり、一部で平行層理が見られるほかは塊状を呈する.稀に海生軟体動物化石を合弁もしくは自生的な産状で産し、炭質物も微小で含有量も少ないことから、陸域から遠い比較的静穏な海底環境が考えられる.以上から本組相は、均質な沖合の泥が厚く堆積する泥質外側陸棚環境の堆積物と解釈した.

堆積組相 G: 大陸斜面上部(堆積相 18, 19, 20)

主に珪質および珪藻質なシルト岩(堆積相 18) からなり,塊状,もしくは級化した中粒〜細粒砂岩(堆積相 19,20,層厚数 10 cm~1 m)が挟在する.本組相か

ら産出する Cyclocardia tokunagai, Lucinoma sp., Portlandia sp.は、小笠原・増田(1989)の指標に従うと約 200m 前後の深度を示す。また、本層には弱い生物擾乱も見られ、深海性の生痕化石 Chondrites が観察された。以上から本組相は大陸斜面での堆積物であると解釈した。また一部ではスランプ構造が見られ、これは斜面の滑動によるものと考えられる。

3) 堆積相, 堆積組相の分布

図23は、図3に示されるルートで作成した柱状図を 北東-南西断面で対比し、それに堆積組相の分布を示 したものである。各層群ごとに、堆積相と堆積組相の 分布について説明する。白水層群については上田ほか (2003)で詳述したのでそれ以外の層群を記述する。

(1) 湯長谷層群 (図 24, 25, 26)

椚平層: 下部には厚さ約 50 m の組相 A-1, 中部には厚さ約 120 m の組相 A-2, 上部には厚さ約 55 m の組相 B が分布している. 中部に見られる A-2 は, 堆積相 2 が卓越しており, 氾濫原が発達していたことが推測される. 上部に発達する B は堆積相 12, $2 \to 8 \to 10$ という累重様式を 3 回繰り返している (図 26). これは, 内湾ーエスチュアリー環境内において, 潮汐チャネルや塩水湿地が周期的に発達したためと考えられる. 本層の A-1, A-2 は北東方向へ薄層化しており, 柱状図 10 では約 A-1 は 50 m, A-2 は約 120 m, 柱状図 8 では A-1 は分布がなく A-2 は約 15 m である. よって, 椚平層は谷埋めの堆積物であると考えられ, 最上部の B も北東方向へと薄層化することが予測される.

五安層:本層下部に厚さ約 15 m の組相 C が分布し、その上位に厚さ約 55 m の組相 E が累重する. 本層に分布する組相 C を細かく見ると $13\rightarrow15\rightarrow13$ という堆積相の累重関係が見られ、各 13 の基底面は顕著な侵食面を形成している(図 25).

水野谷層: 本層中下部には厚さ約70 m にわたる組相 F が分布し、最上部に厚さ約10 m の組相 D (堆積相14,15,16) が累重する. 細かく見ると、本層に分布する F は、最上部で堆積相20を数枚挟在する. **亀ノ尾層**: 露頭が断続的ではあるが、全域にわたり組相 F (堆積相18,19,20) が分布している.

(2) 高久層群

二ッ島層:下部のみを調査したにすぎないが、厚さ約23 mの組相 D が分布している. 最下部は堆積相15,16のみで構成され、その上位では14と互層する.

九面層: 全域に 15, 16 のみで構成される組相 E が分布する.

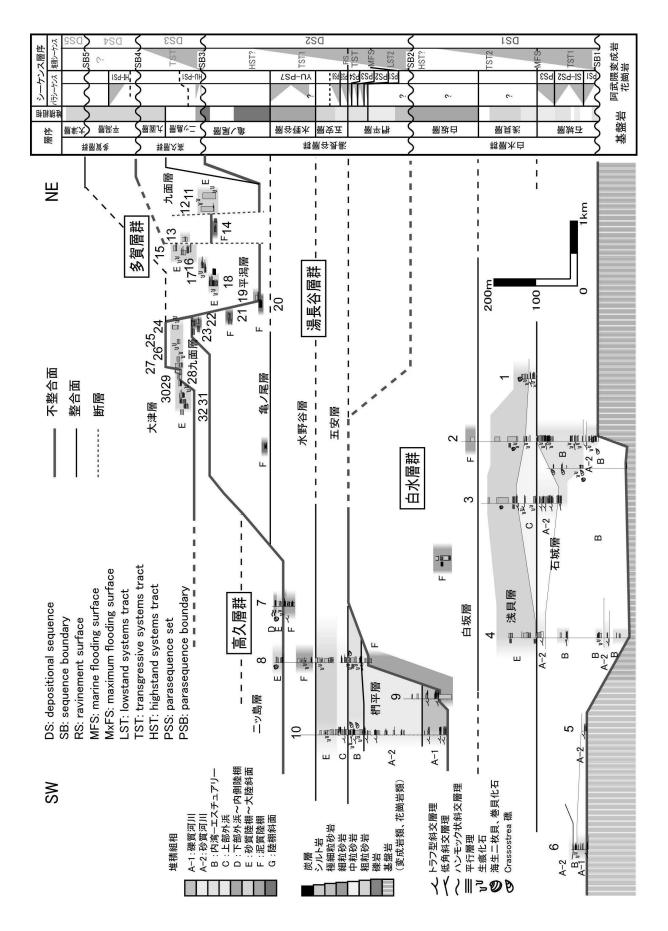


図 23. 北茨城地域の新生界の対比柱状図. 1~32 は図 3 における調査ルート・地点に対応.

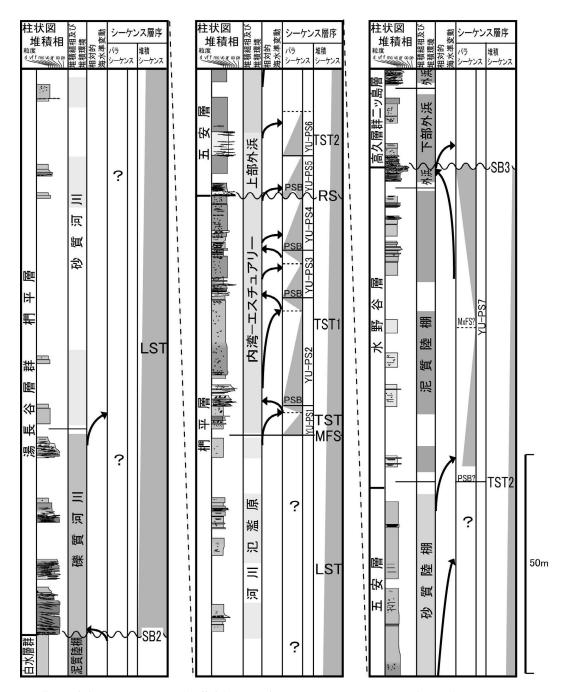


図 24. 北茨城地域磯原付近の湯長谷層群の複合柱状図. 磯原付近では水野谷層の上位に高久層群が重なるため, 湯長谷層 群上部の亀ノ尾層は露出しない. SB: シーケンス境界, PSB: パラシーケンス境界, LST: 低海水準期堆積体, TST: 海進期堆積体, HST: 高海水準期堆積体, MFS: 海氾濫面, MxFS: 最大海氾濫面, PS: パラシーケンス, YU: 湯長谷層群.

F. 13

V

Fa.C: 上部外浜

海進性礫岩 RS

図 25. 湯長谷層群椚平層 と五安層の境界部に,明 瞭な浸食面をもって発達する海進性礫岩(堆積相 21). これを境に,内 湾-エスチュアリー相 (Fa-B) から上部外浜 (Fa-C)へと,急激に推定堆積深度が深くなる. RS:ラビンメント面. 北茨城市磯原町磯原(図 1の柱状 10).

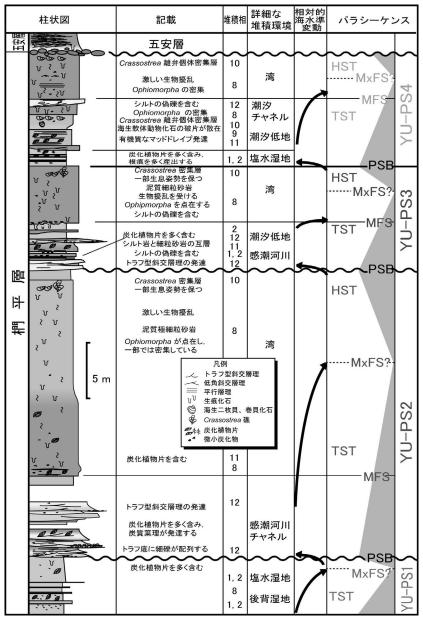


図 26. 北茨城地域に分布する湯長谷層群椚平層上部の柱状図. 椚平層上部は4つのパラシーケンス (YU-PS1~4) からなるパラシーケンスセットをなしている. 五安層との境界は明瞭なラビンメント面をなしている (図 25).

(4) 多賀層群

平潟層:全体に組相 E が分布する.本層の中部付近では組相 E を構成する堆積相 19,20 が頻繁になり,その後上位に向かい減少する.堆積相 16 は本層中部でのみ見られ, Macoma optiva が合弁で散在する.

大津層:本層全域に堆積相 16 を含まない組相 E が分布する.

7. シーケンス層序解析

本研究地域に分布する白水層群、湯長谷層群、高久層群、多賀層群は、堆積相や堆積組相の累重様式から海進・海退サイクルや相対的海水準変動が認定でき、それぞれを 1 つの堆積シーケンス (DS: depositional sequence) と見なせる (図 27). また、これら DS を構成するより周期の短い海水準変動によって作られた海

進海退サイクルについて、パラシーケンス(PS: parasequence)という用語を用いる。そして、類似した PS の 重 な り を パラシー ケンス セット (PSS: parasequence set)とする。堆積期間の長い白水層群 (35-31 Ma)と湯長谷層群 (21-17 Ma)をシーケンスセットとして、より大きな階層に区分して、湯長谷層群より上位のシーケンスと区別できる可能性もあるが、堆積相累重様式が単純で判断できない。そのため、今回は DS と PS および PSS で地層の周期性を表現することにする。そのほかのシーケンス層序学の用語は安藤 (1990)や斉藤ほか (1995)、高野 (2001)に従う。

1) 白水層群: DS 1

白水層群は、下位より組相 B と A-2 の繰り返し(石 城層) \rightarrow C \rightarrow E(浅貝層) \rightarrow F(白坂層)という組相の 累重様式から、内湾-エスチュアリー相と河川相の繰り

返し〜上部外浜〜砂質陸棚〜泥質陸棚という,一連の海進サクセッションをなしている(図 27). これは,一連の相対的海水準変動により形成された海進期堆積体(TST: transgressive systems tract)を主体とする1つの堆積シーケンス(DS1)とみなすことが出来る. 基盤岩と石城層との侵食性の境界面(無整合面)はシーケンス境界(SB1,SB: sequence boundary)に相当する. 白水層群の堆積年代(35-31 Ma:須藤ほか,2005)を考慮すると第2オーダーのDSの可能性が高い.

石城層は内湾ーエスチュアリー相と河川相が繰り返しているのに対し、浅貝層より上位は上部外浜相から泥質陸棚相へと相対的海水準が順次上昇している。石城層と浅貝層の境界では堆積相が急変していることから急速に相対的海水準が上昇したものと解釈でき、この境界を海成氾濫面(MFS: marine flooding surface)とみなした。MFS を境に相対的海水準の上昇速度に違いが想定されることから、石城層をTST 1、浅貝層と白坂層をTST 2 と区別した。TST 2 上部に位置する白坂層は、均質な岩相を呈することや露出が少ないことから最大海氾濫面(MxFS: maximum flooding surface)を識別できていないが、一部は高海水準期堆積体(HST: highstand systems tract)を含むのかもしれない。

DS1 に見られるパラシーケンス (SI-PS1~3)

DS1にはさらに細かいオーダーの堆積サイクルが見

出せる. DS1 の TST1 には、組相 $B \rightarrow A-2 \rightarrow B \rightarrow A-2$ という累重が見られ、これを 3 回の海進-海退サクセッションとみなせる. これらは、それぞれ一連の相対的海水準変動に伴い形成された $PS(SI-PS1\sim3)$ に相当し、全体として 1 つのパラシーケンスセット(PSS:SI-PSS)をなしている. また、堆積組相の累重様式から、石城層基底部の不整合面、A-2 の基底面がそれぞれパラシーケンス境界($PSB1\sim3$ 、PSB: parasequesce boundary)に相当するとみなされる.

2) 湯長谷層群: DS 2

湯長谷層群は、下位より組相 A-1→A-2→B (椚平層) →C→E (五安層) →F (水野谷層) →G (亀ノ尾層) という累重関係を示す(図 24, 26). これらは、礫質河川~砂質河川~内湾-エスチュアリー~上部外浜~砂質陸棚~泥質陸棚~陸棚斜面へと上方に深海化する海進サクセッションと見なすことが出来る. そして、一連の相対的海水準変動に伴って形成された1つの堆積シーケンス(DS 2) とみなすことが可能である. 椚平層基底部の不整合面はシーケンス境界(SB 2) に相当する. 湯長谷層群の堆積年代が21-17 Maと推定されていることから、DS2は3~4 m.y.間に形成されたと考えられ、第3オーダー、もしくは第2オーダーの堆積シーケンスであるといえる.

椚平層上部の A-1→B の累重関係は海水準の上昇の

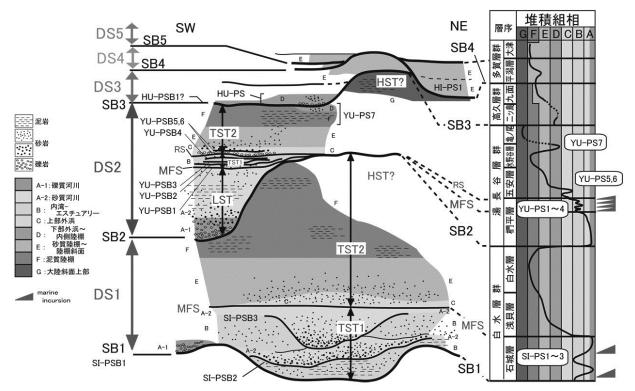


図 27. 北茨城地域に分布する新生界のシーケンスモデル. DS: 堆積シーケンス. SB: シーケンス境界, PSB: パラシーケンス境界, MFS: 海氾濫面, LST: 低海水準期堆積体, TST: 海進期堆積体, HST: 高海水準期堆積体, RS: ラビンメント面, PS: パラシーケンス, SI: 白水層群, YU: 湯長谷層群, HU: 二ツ島層, HI: 平潟層.

開始を示すことから MFS に相当する. その下位に見られる $A-2 \rightarrow A-1$ という組相変化は、礫質河川から砂質河川への堆積物変化と氾濫原堆積物の増大という理由から海進による河川システム内における上流域から河口域への堆積環境の変化とも考えられるが、分布が限られ谷状地形を充填しているように見えるので、低海水準期堆積体 (LST: lowstand systems tract) とみなした. 椚平層と五安層の境界は直上に海進性礫岩(堆積相21)が発達し、それを境に $B\rightarrow C$ と急速な相対的海水準の上昇を示す組相の累重が見られることから、この侵食面をラビンメント面(RS: ravinement surface)と解釈した. DS 1 と同様に、堆積組相の累重様式から見出せる相対的海水準の上昇規模の違いから DS 2 の TSTのうち、RS より下位を TST 1、上位を TST 2 に区分した

DS 2 に見られるパラシーケンス (YU-PS 1~6)

DS 2 の TST 1 を構成する椚平層上部の組相 B には、最下部に堆積相 1,2 が分布し、その上位に 12,2 \rightarrow 8 \rightarrow 10 と変化する堆積相の累重が 3 回見られる (図 26). これは、潮汐チャネルや塩水湿地から内湾環境への小規模な海進性堆積サイクルであり、それぞれが PS (YU-PS 1 \rightarrow 4) に相当し、PSS (YU-PSS 1) をなしている。それぞれ YU-PS の基底部に位置する 12,もしくは 1,2 の基底部が PSB,12,2 と 8 の境界が MFS に相当する。 MFS は生痕化石 Thalassinoides sp.により乱されていることがある。 YU-PS 2 \rightarrow 4 は、上部で堆積相 8 \rightarrow 10 (Crassostrea sp.の密集層)という累重関係がみらる。これは、安定した湾奥部から Crassostrea sp.の生息する潮間帯への浅海化と見なすことができ、10より下位の極細粒砂砂岩中に MxFS を推定し、それより下位を TST、上位を HST とした.

DS 2 の TST 2 最下部の五安層に分布する組相 C からは、堆積相 $13 \rightarrow ($ 漸移) $15 \rightarrow 13 \rightarrow 15$ という堆積相の累重が見出せる.これは 2 回の静穏時波浪限界以浅 → 静穏時波浪限界以深への海進サクセッションであり、それぞれがパラシーケンス (YU-PS 5, 6) に相当する.それぞれ堆積相 13 の基底部が PSB (PSB 5, 6) に相当し、PSB 5 は DS 2 の RS と一致する.YU-PS 6 は、上位に顕著な岩相変化が認められず、上限は不明である.これら YU-PS 5, 6 は、パラシーケンスセット (YU-PSS 2) をなしていると見なせる.

DS 2の TST 中部に位置する水野谷層最上部に見られる, $F\rightarrow D$ という組相の累重関係から、泥質陸棚→下部外浜〜内側陸棚への環境変化を伴う海退サクセッションが見出せ、これを PS (YU-PS 7) とする. YU-PS

7 については、露頭の連続性が悪く、水野谷層中下部 で顕著な堆積相変化が認められないことから、PSB を 識別できていない.

3) 高久層群 (DS 3)

高久層群は、二ッ島層と九面層は分布が孤立しており、両者の層位関係は不明であるが、分布から孤立した東方に開いた東西方向のチャネルをなした平面分布をすることから、今回は仮に両者が同じ DS3 を構成するとみなしている。今後の検討が必要である。九面層は珪藻化石帯からは 16.7-16.4 Ma の堆積年代(須藤ほか、2005)が予測されているので、第 3 オーダーの堆積シーケンスと見なすことができる。

4)多賀層群(DS 4, 5)

多賀層群は、平潟層と大津層の間に長い時間間隙を有する不整合が存在することから(柳沢、1996、須藤ほか、2005:図27)、それぞれを別の堆積シーケンス(DS4、5)とみなす。したがって、平潟層基底部の不整合面、大津層基底部の不整合面が、それぞれシーケンス境界(SB4、SB5)に相当する。

5) DS 1,2 の海進期初期 (TST 1) のパラシーケンス

石城層 (DS 1 の TST 1) では、3 つの PS、椚平層(DS 2 の TST 1)では4 つの PS が見られる. これらは、どちらも TST 最下部を構成し、海進期初期における河川、内湾ーエスチュアリー環境への海水の差し込み (marine incursion: Shanley and McCabe, 1994) により形成されたと考えられる. 石城層については少なくとも3回、椚平層上部では4回の海水の差し込みを確認できた. 陸成~内湾成堆積物は、沖合成層では識別が困難な細かい相対的海水準変動にも敏感に反応して形成される. 陸成層への海水の差し込みを読み取ることで堆積シーケンスを認定する方法は、高野(2001)で提案されている. 今回 SI-PSS 1、YU-PSS 1 を見出せたことは、陸成層と海成層の中間成層においてシーケンス層序が有用であることを示している.

8. 堆積史の復元

- 1) 白水層群 (DS1) 上田ほか (2003) 参照
- (1) 石城層: 白水層群堆積以前の相対的海水準の低下により、堆積盆が開析され、閉鎖的な湾状の地形が形成された. その後、細かい周期の相対的海水準変動による2回の海水の差し込みによって、内湾ーエスチュアリーと砂質河川環境が繰り返し、TST 1を構成する3つのパラシーケンス(SI-PS 1~3)が形成された. これら SI-PS 形成時に広がった河川平野は、湾状地形を有する本研究地域中央部に厚く発達した. この湾から

南西部に外れた地域では、海進が達していなかったため礫質河川が広がっていた.

- (2) 浅貝層: 石城層堆積後相対的海水準が上昇を始め、 上部外浜→砂質陸棚へと海進し、TST 2 が形成された. 上部外浜の堆積物は、石城層中の PS と同様に層厚が 北東および南西方向に小さくなっているので、湾状地 形の影響が及んでいた可能性がある. この上部外浜相 は、南西部ではほとんど見られずに砂質陸棚相が卓越 しており、相対的海水準の上昇速度が早かったことが 考えられる.
- (3) 白坂層: 石城層堆積後, さらに相対的海水準が上昇し続け, 泥質陸棚環境が広がり TST が厚く発達した.
- 2) 湯長谷層群 (DS 2)
- (1) 椚平層:本層群堆積以前の相対的海水準の低下により,本研究地域南西部に DS 1 を削り込む開析谷が形成され SB2 となった.その後の低海水準期に礫質河川,砂質河川相がこれを埋積し、LSTを形成した.河川成堆積物が開析谷を8割ほど埋積したころ,相対的海水準が細かい振動を伴いながら緩やかに上昇しはじめ,4回の海水の差し込みが起こった.これによって,内湾ーエスチュアリーにおいて,潮汐チャネルや,塩水湿地が周期的に発達し,TST 1 を構成する YU-PS1~4 が形成された.
- (2) **五安層**: 椚平層と五安層の境界部には海進性礫岩が発達することから、この時点で大きく相対的海水準が上昇したことが分かる. その後は細かい変動を伴いながら上昇し続け、上部外浜→砂質陸棚へと環境が変化し TST が形成された. 細かい海水準変動に対応して、上部外浜環境内において YU-PS 5 が形成された.
- (3) 水野谷層: 五安層堆積後も相対的海水準は上昇し続け、泥質な陸棚環境が広がり、TST が形成された. 本層中上部堆積期から海水準は低下に転じて下部外浜環境まで堆積深度は低下し、この変動に伴いYU-PS 7 が形成された.
- (4) **亀ノ尾層**: YU-PS 7 形成後,再び相対的海水準が 上昇し始め,大陸斜面の堆積環境が広がり,TST が厚 く発達した.

3) 高久層群 (DS 3)

- (1)二ッ島層: 湯長谷層群堆積後の相対的海水準の低下による下刻作用で DS 2 が削り込まれ, SB 3 が形成される. その後, 相対的海水準が上昇し, 下部外浜一内側陸棚環境が広がり, TST が形成される. この TST 下部でも小規模な相対的海水準の上昇下降に伴い TA-PS 1 が形成される.
- (2)九面層: 二ッ島層堆積後も相対的海水準は上昇し続

け、TST が厚く発達した.このとき、局所的にメタン 湧水の海底面への上昇がおこり、化学合成群集 (*Lucinoma acutilineatum*) が優占的に産出する化石層 が形成された.

4) 多賀層群平潟層(DS4)

本層堆積以前の相対的海水準の低下により下刻された DS 2 および、DS 3 の上位に、相対的海水準の上昇に伴う海進によって陸棚~大陸斜面上部の環境が広がった。生痕化石から、堆積初期は生物活動が活発なやや深い海(大陸斜面上部程度)の安定した環境であったことが分かる。その後相対的海水準の低下に伴いタービダイトが多くもたらされるようになる。水深 100 m 程度まで浅海化すると、M. optiva の化石散在層が形成された。その後急激に相対的海水準が上昇し、再び生物活動が盛んな安定した大陸斜面環境が広がった。この小規模な海水準変動により TA-PS 1 が形成された。

5) 多賀層群大津層(DS5)

本層堆積以前の相対的海水準低下により侵食を受けた DS 4 の上に砂質陸棚環境が広がる。平潟層と大津層の不整合面は、基底礫岩が発達するような顕著な侵食面が見られず、両者の岩相は類似しているので、顕著な浸食作用は生じていなかったことが推測される。

9. まとめ

- 1. 北茨城市関本~磯原にかけて分布する新生界は, 下位より上部始新統~下部漸新統白水層群,下部中 新統湯長谷層群,下部中新統最上部高久層群,中~ 上部中新統多賀層群からなり,それぞれ不整合で累 重している.
- 2. 堆積相解析を行い, 粒度, 分級度, 堆積構造などから 21 の堆積相に識別し,その特徴や随伴関係から7 の堆積組相 (A~G)を認定した. 堆積組相 A は主要な構成堆積相の違いから A1 と A2 に細分した. 各堆積組相から次のように堆積環境を推定した. 堆積組相 A-1:礫質河川, A-2:砂質河川, B:内湾-エスチュアリー, C:上部外浜, D:下部外浜~内側陸棚, E:砂質陸棚~大陸斜面上部, F:泥質陸棚, G:大陸斜面上部.
- 3. 各堆積組相の分布様式から、白水層群は A-1, A-2, B, C, E, F, 湯長谷層群は A-1, A-2, B, C, D, E, F, G, 高久層群は D, E, 多賀層群は E からなることを明らかにした。それらの累重様式やシーケンス層序解析の結果、白水層群は河川から陸棚、湯長谷層群は河川から大陸斜面への環境変化に伴い形成された、第3次オーダー堆積シーケンス(DS1~2)であるもの

と解釈される. 高久層群は砂質な内側陸棚から外側陸棚で形成された堆積シーケンス (DS3) である. 多賀層群については、柳沢 (1996) により平潟層と大津層の境界に時間間隙が認められたため、それぞれを1つの堆積シーケンス (DS4, 5) とみなした.

4. 多賀層群については、柳沢(1996)により平潟層と大津層の境界に大きな時間間隙が認められたため、それぞれを1つの堆積シーケンス(DS4,5)とした.

B. 五浦海岸の地質と高久層群九面層の炭酸塩 コンクリーション

1. 五浦海岸について

常磐地域南部の北茨城市五浦海岸に不規則に露出する岩礁が、メタン冷湧水起源の炭酸塩コンクリーションであることが報告され、それに伴う化学合成軟体動物群集であることが明らかにされた(上田ほか、2005). 五浦海岸の炭酸塩コンクリーションはその規模が日本でも有数であるばかりでなく、海岸浸食によって平面分布や立体構造がよく観察できることに特徴がある.



図 1. 北茨城市五浦海岸の地形図. 北茨城市都市計画図 1/2,500 より.

五浦の大規模炭酸塩コンクリーションがどのように形成されたのかは、近年注目されているメタンハイドレートの胚胎過程にも関連する問題でもあり、現行堆積過程にヒントを与えるものと考える.

さらに、五浦は岡倉天心や横山大観らが活躍した日本美術院の研究所があった場所で、現在は茨城大学五浦美術文化研究所として引き継がれており、明治後期から大正期に活躍した日本画家が太平洋を背景に眺めていた海岸風景が炭酸塩コンクリーションと海食がもたらした自然美であったことが特筆される。岡倉天心が晩年を過ごし瞑想の場とした六角堂が、メタン湧水起源の炭酸塩岩が密集する、周囲の砂岩層よりも強固な岩盤の上に建っているのである(図1、2).

茨城大学では、北茨城市をはじめとする県北地域の 自治体と協力して、県北地域の地質自然遺産を利用した「茨城県北ジオパーク構想」を立ち上げており、五 浦海岸はジオサイトの目玉として五浦海岸を宣揚して いくことになっている。(上田ほか、2005)

2. 五浦海岸の地質

北茨城市五浦海岸周辺茨城地域の平潟~五浦~大津にかけての海岸地帯は、下部中新統湯長谷層群亀ノ尾層、下部中新統最上部の高久層群、中部中新統多賀層群の平潟層と大津層が、狭い範囲に不規則に不整合関係で累重しており、他の地域とはかなり地層群分布様式が異なっている(例えば Mitsui et al., 1971; 柳沢, 1996; 上田ほか, 2005).

つまり、白水層群、湯長谷層群がいずれも南北走向で南北帯状によく連続しながら分布するのに対し、高久層群や多賀層群は海岸に面した地域に横長楔状の不連続な、一部は孤立したような分布を示している(安藤ほか、2011).一般走向は南北性のことが多く、海側へ数°傾斜する傾向があるが、楔状分布の内部では東西性の軸をもった緩い向斜構造を示すこともある。これは湯長谷層群と高久層群堆積期の間で堆積様式が変化したことを示唆している。その意味についての体系的な説明は今後の課題である。

3. 高久層群九面層における炭酸塩コンクリーション

これまで常磐地域の新第三系には幾つかの地域で、シロウリガイやオウナガイなど、現在化学合成群集の主要構成要素として知られる大型二枚貝の密集層の産地が報告されている。これらの密集層は殆どの場合、炭酸塩コンクリーション(堆積物中に二次的に CaCO3が濃集した小球体、または不定形の塊)を伴っており



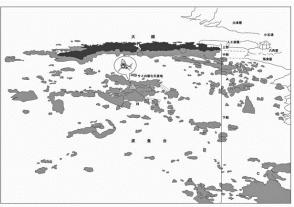


図 2. 北茨城市五浦海岸大五浦全景写真(左)とスケッチ(右). .2006年6月16日の大潮干潮時. B は炭酸塩コンクリーションタイプ I (上田ほか, 2005) 密集部で、巨大ザメ歯化石産地で発掘作業中. スケッチの明灰色部は中下部の炭酸塩コンクリーション. 暗灰色部は上部の炭酸塩コンクリーション・タイプ V~VI.

メタン湧水起源の化学合成群集のコロニーが化石化したものであり、陸棚から大陸斜面にかけての海底下におけるメタンハイドレートの形成と密接な関係があると考えられる.

下部中新統上部の高久層群九面層は主に塊状の泥質極細粒砂岩からなり、海生軟体動物化石を散在的にもしくは一部密集して産する(須貝ほか,1957;柳沢,1996)、砂質内側陸棚の堆積物である。そして、茨城大学五浦美術文化研究所六角堂の周囲の海岸と岩礁に分布する九面層は、様々な形態・サイズの炭酸塩コンクリーションを含んでいる。

上田ほか(2005)は、これらの炭酸塩コンクリーシ ョンが、常磐地域の他の地層に含まれるコンクリーシ ョンと比べて, 形状が極めて変化に富みサイズが大き いことから、これらが近年注目されているメタン冷湧 水起源のコンクリーション(冷湧水のメタンがバクテ リアに酸化され炭酸水素イオンが生じる. それが間隙 水中のカルシウムと反応し、コンクリーションが形成 される) であるとみなした. 五浦海岸では波食台の岩 礁と海食崖に地層の新鮮な層理面や断面が広く露出す るため、個々のコンクリーション全体の形態および層 準間におけるコンクリーションの形態の差異などを容 易に把握することができる.この好条件を活かし,形 態によるタイプ分け、産状の観察、産出層準の特定、 炭素・酸素安定同位体比測定を行なった結果、これら のコンクリーションの形成がメタン冷湧水に起因して いたことが示唆された. 加えて, 共産する軟体動物化 石群集の産状, 多様性を観察し, それらがメタン湧水 に依存した化学合成群集であったことを立証した. そ の上で五浦海岸の九面層における炭酸塩コンクリーシ ョンおよび化学合成群集の形成史について推論した.

4. 炭酸塩コンクリーションに含まれる化学合成群集

上田ほか(2005)で報告した五浦海岸の化学合成群集の組成は、Lucinoma acutilineatum を特徴種とし、Yoldia landabilis、Mizuhopecten kobiyami、Cyclocardia siogamaensis、Clementia sp. Macoma sp.などを伴うもので、ツキガイモドキ(Lucinoma acutilineatum)のサイズは殻長数 cm 程度で、シロウリガイやオウナガイのような巨大二枚貝は含まれていない。これらの二枚貝のは炭酸塩コンクリーション中や周辺付近に密集しているが、その密集度はさほど高くはなく小規模な密集部が散在する程度である.

したがって、日本各地で報告されているシロウリガイやオウナガイなどの巨大二枚貝を含む群集の存在が、 五浦海岸でも見出される可能性を検討する必要があった。そこで、上田ほか(2005)で報告した大五浦の湾 以外の炭酸塩コンクリーションを調査した.

六角堂を南から見渡せる高台の庭園に、五浦観光ホテル別館(大五浦北岸)の建設工事の際に得られた、明灰色と暗灰色の2種類の炭酸塩コンクリーションのブロックが庭石として多数置かれている。関係者の取材から、得られた層準は上田ほか(2005)の下部ユニットと思われる。明灰色のブロックには大型の二枚貝が合弁で多数含まれており、シロウリガイ(Calyptogena など)やオウナガイ(Conchocele)といった化学合成群集を代表する種類で、ツキガイモドキ(Lucinoma)は少ない。暗灰色のブロックも多数あるが化石の産出はわずかである。

今回検討した,群集の組成は以下の通りであり,現 在古生物学的な検討を進めている (Amano and Ando, in prep.)

Acharax yokosukensis Kanie and Kuramochi Lucinoma acutilineatum (Conrad)

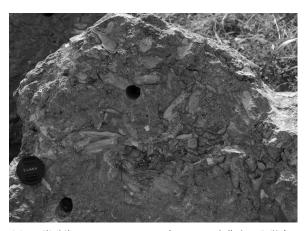


図 3. 炭酸塩コンクリーションブロックに密集する化学合成群集. シロウリガイ (Adulomya), オウナガイ (Conchocele), ツキガイモドキ (Lucinoma acutilineatum),キヌタレガイ(Acharax yokosukensis)が確認できる.

Nipponothracia? sp.

Conchocele bisecta (Conrad)

Callogonia? sp.

Adulomya n. sp.

Cryptonatica clausa (Broderip and Sowerby)

Megasulcula yokoyamai (Otuka)

Turridae? gen. et sp. indet.

この組成は上田ほか(2005)とは産状を含めて異なっている.したがって両者の違いは、炭酸塩コンクリーションや化学合成群集の形成過程を考える上で重要であろう.

5. 炭酸塩コンクリーションから産した巨大ザメ化石

2006年4月に、上田ほか(2005)で記載した五浦海岸の巨大炭酸塩コンクリーション塊の一つから、ムカシオオホオジロザメ(Carcharodon megalodon)の歯群及び脊椎骨が発見された。このコンクリーションは、上田ほか(2005)でタイプIとした大型塊状不定形型のもので、径は数mを越えている。2006年5月~6月に、茨城県自然博物館及び茨城大学理学部の安藤寿男とその学生との共同で化石の発掘調査を実施し、多数のサメ化石包含岩塊を採集した。その後、クリーニング作業を進めた結果、多数の大きな歯牙が見出され、その化石の産状が興味深い特徴を示していた。これらの概要は日本古生物学会和文誌の「化石」に口絵として公表した(国府田ほか、2007)。

C. megalodon の化石は、厚さ 30cm、平面 1.5m×1m ほどの範囲に、歯41本及び脊椎骨4個が含まれており、その歯牙最大高は $2\sim11$ cm で、歯冠部の切縁では鋸歯が明瞭に保存されている。上記の範囲のうち、平面で



図 4. 左側の大型個体の雌型は殼長 30cm におよぶキヌタレガイ (*Acharax yokosukensis*) (Amano and Ando, in prep.).

約70×60cm, 厚さ約20cm に特に密集しており、そのほとんどが唇側面を上向きに産出している。その一部では上顎歯と下顎歯が交互に噛み合った状態で確認される。また、これらの産状から、1 体の C. megalodonが死後に歯列をある程度維持しながら埋積されたことが示唆される。また、その周囲からは肉食性のメジロザメ類 (Carcharhinus sp.)、イタチザメ類 (Galeocerdo sp.)、アオザメ類 (Isurus sp.)等の歯が C. megalodon と共産する。

このような同一個体の歯群の産出は、国内では川本標本(埼玉県立自然の博物館所蔵)、安中標本(所在不明)に次いで3例目である。今回確認された化石はC. megalodon 産出レンジ初期の前期中新世後期(16.4 Ma)であり、C. megalodonの初期の形態を知る上で重要な資料である。今後、未剖出部からさらに多数の歯の発見が予測され、歯や歯列の形態的特徴による解析や復元、川本標本との比較による形態的差異の解明が期待できる。

また、サメ化石の炭酸塩コンクリーション中における産状から、海底下でのメタン冷湧水の上昇により、 C. megalodon 遺骸が早い段階で炭酸塩コンクリーション中に封じ込められたため、歯列の概形を保持したまま化石化したと考えられる.

なお、徳永(1927)の図版六には日立地域の多賀層群から産した*C. megalodon*の標本が数点示されており、時代的には九面層のものより新しい中期中新世後半以降のものと思われるが、条件が整えば九面層に限らず化石が産することを示唆している.

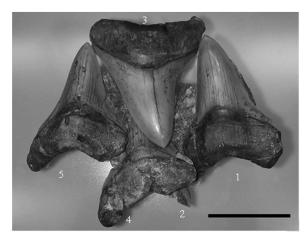


図 5. Carcharodon megalodon の歯群. 上顎歯 (3:下向き) 1 個と下顎歯 (1,2,4,5:上向き) 4 個 (2 は中央下の下顎歯の下側) が交互に咬み合った状態で産出した. スケール:50 mm. 国府田ほか (2007).

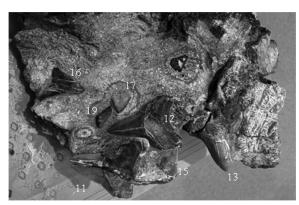


図 6. 炭酸塩コンクリーション中に密集した大型の遊離歯の産状、今回産出した歯群中で最大級の歯が密集する. 周辺には歯根部が欠落した遊離歯が散在する.

6. これからの課題

北茨城地域は、常磐地域の南部の多賀地区の一部として他の常磐地域との共通性が高いが、茨城県の中では特色ある地質学的な特性を持っており、茨城県の地史を考える上では重要である。多賀地区はその名称にあるように一般に多賀層群が広く分布し、それ以下の地層群の分布が狭い、あるいは分布そのものがない。したがって、常磐地域全域におよぶような広範囲の層序問題解明には適さないが、よく露出する特定の層準、例えば、椚平層と古第三系の関係、多賀層群基底の不整合の実態を解明するには適している。

これまでの研究によって常磐地域の新生界は、岩相 分布や層序、化石など、他地域の同時代層に比しては るかに詳細・緻密な成果が公表されてきた.しかし、 堆積相層序から読みとれる高精度の堆積環境変化やシ ーケンス層序、化石密集層の形成過程など、まだまた 多くの研究課題を見いだすことが可能である.

また, 五浦海岸の炭酸塩コンクリーションや化学合

成群集の成因、そして、それらに含まれる保存のよい 巨大サメ化石など、興味深い地質学的・古生物学的ト ピックが最近新たに着目・発見されているので、今後 の北茨城地域の地質や化石調査で、さらに新たなトピ ックが見出される可能性は高いであろう。着実な調査 の継続と蓄積で北茨城地域の地質学的自然遺産の姿を 解明していくことが期待される。

引用文献 (A および B)

Amano, K. and Ando, H. submitted. Giant fossil Archarax (Bivalvia, Solemyidae) from the Miocene of Japan. *Nautilus*. 安藤寿男. 1990. 堆積シーケンスとその境界の認定の意義. 地学雑誌, **99**: 247-261.

安藤寿男. 2002. 茨城県北部〜福島県南部太平洋岸地域 における常磐堆積盆の地質学的研究の現状-地質文献か らの概観. 茨城県立自然博物館研究報告, (5): 81-97.

Ando, H. 2003. Stratigraphic correlation of Upper Cretaceous to Paleocene forearc basin sediments in Northeast Japan: cyclic sedimentation and basin evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 919-933.

安藤寿男. 2005. 東北日本の白亜系-古第三系蝦夷前弧堆 積盆の地質学的位置づけと層序対比. 石油技術協会誌, 70: 24-36.

安藤寿男. 2006. 関東平野東端の太平洋岸に分布する銚子 層群・那珂湊層群・大洗層の地質学的位置づけ. 地質学 雑誌, 112: 84-97.

安藤寿男・柳沢幸夫・小松原純子. 2011 投稿中. 常磐地域 の白亜系~新第三系と前弧盆堆積作用. 地質学雑誌.

Bouma, 1962 Bouma, A. H. 1962. Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168p.

地質調査所編. 1992. 日本地質アトラス (第2版). 朝倉 書店, 52p.

岩田尊夫. 1995. 常磐沖堆積盆における下部中新統のシーケンス層序解析. 地質学論集, (45): 223-237.

岩田尊夫・平井明夫・稲場土誌典・平野真史. 2002. 常磐沖堆積盆における石油システム. 石油技術協会誌, **67**: 62-71.

鎌田泰彦. 1972. 常磐炭田における椚平層の設立と滝挟 炭層の層位的位置. 岩井淳一教授退官記念論文集, pp. 289,402

鎌田泰彦. 1994. 福島・茨城県常磐地域の第三系研究に おける今後の課題(その1-常磐地域の古第三系の形成). 平地学同好会会報, (20), 3-9.

鎌田泰彦. 1996. 福島・茨城県常磐地域の第三系研究に

- おける今後の課題(その 2 常磐地域の新第三系の形成). 平地学同好会会報, (21), 3-20.
- 鎌田泰彦. 2001. 福島県・茨城県常磐地域の第三系研究 における今後の課題(その3-常磐地域の貝類化石群集 の時空分布). 平地学同好会会報, (23), 3-20.
- 国府田良樹・小池 渉・安藤寿男・上野輝彌・碓井和幸. 2007. 茨城県北茨城市の中新統高久層群九面層の炭酸塩 コンクリーションより産出した*Carcharodon megalodon* 歯群. 化石,(81): 1-2.
- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩. 1994. 浪江 及び磐城富岡地域の地質 地域地質研究報告 (5万分 の1地質図幅). 地質調査所. 104p.
- 久保和也・柳沢幸夫・利光誠一・坂野靖行・兼子尚知・ 吉岡敏和・高木哲一. 2002. 川前及び及び井出地域の地 質 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総 研地質調査総合センター. 136p.
- Mitsui, S., Ouchi, K. and Endo, S. 1973. Stratigraphy and geological age of the Taga Group in the Joban Coal-Field of Fukushima and Ibaraki Prefectures. *Research Report of Kochi University, Natural Science*, **22**: 103-124.
- 中村新太郎. 1913. 常磐炭田第一区石城郡湯本付近地質 説明書. 農商務省. 46p.
- 成田層研究会. 2004. 多賀層群の層位学的意義と日立層の具化石. 茨城県自然博物館第3次総合調査報告書. 37-67.
- 根本直樹. 1989. 第 5 章 新第三系・第四系 5.1 常磐 地域. 日本の地質「東北地方」編集委員会編, 日本の地 質 2 東北地方, 共立出版, 東京, pp. 94-99.
- 小笠原憲四郎・増田孝一郎. 1989. 東北地方第三系貝類 化石の古水深指標とその適用. 地質学論集, **32**: 217-227.
- 大槻憲四郎・北村 信・1986. 島弧横断ルート No. 30 (川 治-塩原、棚倉、常磐). 北村 信編、新生代東北本州 弧地質資料集. 第 3 巻-その 9-. 宝文堂、仙台.
- Shanley, K. W. and McCabe, P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **78**: 544-568.
- 斉藤文紀,保柳康一,伊藤 慎. 1995:シーケンス層序学:新しい地層観を目指して. 地質学論集, **45**, 249.
- 須藤 斎・柳沢幸夫・小笠原憲四郎. 2005. 常磐地域及 びその周辺の第三系の地質と年代層序. 地質調査研究報告, **56** (11/12): 375-409.
- 須貝貫二・松井 寛・佐藤 茂・喜多河庸二・佐々木実・宮下美智夫・河内英幸. 1957. 日本炭田図 I, 常磐炭田地質図及び説明書. 地質調査所, 143p.
- 田切美智雄・安藤寿男. 2004. 日立, 阿武隈南部地域の

- 岩石鉱物. 茨城県自然博物館第3次総合調査報告書.
- 高橋治之. 1986. 第 2 章 2.4 関東地方北部 (6) 日立・常磐南部. 日本の地質『関東地方』編集委員会編, 日本の地質 3 関東地方, 共立出版, 東京, pp.134-136.
- 高橋雅紀·柳沢幸夫. 2008. 常磐地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌3 関東地方, pp.196-206, 朝倉書店.
- 高野 修,2001. 陸成層における堆積シーケンスの認定 -研究の現状と今後の課題-. 石油技術協会誌,66: 332-341
- 竹谷陽二郎・相田 優・小野俊夫・岡田尚武・長谷川四郎・丸山俊明・根本直樹・栗原宗一郎・高柳洋吉. 1990. 常磐地域に分布する新第三系の地質時代と堆積環境. 福島県立博物館調査報告, (20): 1-99.
- 徳永重康. 1927. 常磐炭田の地質. 早稲田大学理工学部 紀要, (5): 1-316.
- 上田庸平・安藤 寿男・篠崎将俊. 2003. 茨城県北部の古 第三系前期漸新統白水層群石城層から浅貝層にかけて の堆積相変化と古地理的意義.茨城県立自然博物館研究 報告,(6): 1-17.
- 上田庸平・ジェンキンズ,ロバート・G・安藤寿男・横山芳春. 2005. 常磐堆積盆外側陸棚におけるメタン起源の炭酸塩コンクリーションと化学合成群集: 茨城県北部中新統高久層群九面層の例. 化石,(78): 47-58.
- 矢部 淳・小笠原憲四郎・植村和彦. 1995a. いわき市遠 野町付近の古第三系と新第三系の層序関係. 国立科博専 報, 28: 32-46.
- 矢部 淳・小笠原憲四郎・植村和彦・小布施明子. 1995b. 常磐炭田南部に分布する下部中新統椚平層の植物化石 及び軟体動物化石群. 地質学雑誌, **101**: 532-548.
- 柳沢幸夫. 1996. 茨城県北茨城市大津地区に分布する新 第三系多賀層群の珪藻化石層序. 国立科学博物館専報, 29:1-25
- 柳沢幸夫. 2000. 珪藻 *Denticulopsis hustedtii* のアクメ.終 多産出イベントの生層序学的有効性-常磐地域中新統 多賀層群の対比への適用. 地球科学, **54**: 167-183.
- 柳沢幸夫・中村光一・鈴木祐一郎・沢村孝之助・吉田史郎・田中裕一郎・本田 裕・棚橋 学. 1989. 常磐炭田北部双葉地域に分布する第三系の生層序と地下地質. 地質調査所月報, 40: 405-467.
- 柳沢幸夫・田中裕一郎・高橋雅紀・岡田利典・須藤 斎. 2004. 常磐地域日立市に分布する中新統多賀層群の複合 年代層序. 地球科学, **58**: 81-88.

C. 北茨城市の下部中新統湯長谷層群亀ノ尾層から産出する化石ー特に魚鱗化石について

1. はじめに

魚鱗化石の存在は広く知られているが、一般に散発的な産出を示す傾向にあり産出頻度が低いことや、分類学上の形質が整理されていなことなどから、詳細な検討や報告が極めて少ない.

茨城県北茨城市長浜付近の前期中新世の湯長谷層群 亀ノ尾層から、魚鱗化石が高い頻度で産出することが 知られている.しかし、その産出情報は一部に留まり、 報告された例は現在のところ島崎 (1993MS) に限られ る.産出頻度の高い魚鱗化石の産出地は海岸沿いの露 頭であることから、海岸侵食の進行に伴い近い将来消 失する状況にある.そこで、魚鱗化石を主体とした試 料の採集と現況において可能な範囲での分類学的検討、 それに伴う地質・古生物学的情報の収集を主目的に調 査を実施した.本報告では紙数の都合上その概要を示 すことにする.

2. 北茨城市の魚鱗等の化石産地とその岩相

北茨城市大津町五浦付近の4ヶ所において, 亀ノ尾層の魚鱗, 貝類および植物化石等の採集調査を行った.

産地 1-1:北茨城市大津町北町の神社北東の道路 工事現場の南側露頭(図 1, 2)

産地 1-2:北茨城市大津町北町の神社北東の道路 工事現場の北側露頭

(北緯:約36°50′46″;東経:約140°47′04″) 産地2:北茨城市大津町五浦「天心記念五浦美術館」 の北北西約200mの海岸崖(図1,3) (北緯:約36°50′27"; 東経:約140°47′53") 産地3:北茨城市大津町五浦長浜海岸の北端崖 (北緯:約36°50′39"; 東経:約140°47′48")

(図1, 5)

1) 産地1-1及び1-2

道路工事現場の切通し斜面露頭で、両露頭は向き合った状態にあり、層準はほぼ同一と判断される. 塊状で珪藻質シルト岩と厚さ1~5 cm程度(最大でも30 cm程度) の細~中粒で塊状な砂岩とで構成され、シルト岩が極めて優勢な互層をなす. シルト岩中には局所的ではあるが平行な極薄葉理の発達が認められる. 産出化石には魚鱗、貝類、植物、珪藻があり、全てがシルト岩からの産出であった. この露頭において生物擾乱は殆ど認められなかった.

この露頭から約 50 m 程上部の切通し北側斜面の露頭には、N60°E 80°N の断層が発達し、亀ノ尾層と年代的上位の九面層が接している.この九面層中からも貝類及び材化石の産出が認められた(図 2).

産出化石:主要化石は Clupeidae (ニシン科), Gadiidae (タラ科) の魚鱗, 二枚貝類の Acilana tokunagai (Yokoyama), Lucinoma otukai Hatai and Nisiyama, 掘足類の Dentalium sp., 植物化石の Cunninghamia protokonishii Tanai and Onoe, Keteleeria sp.の種鱗, Zelkova ungeri (Ettingshausen) Kovats であった. 貝類化石の産状を見ると, Lucinoma otukai Hatai and Nisiyama は合弁あるいはそれに近い状態にある. 一方, Acilana tokunagai (Yokoyama)では,合弁と両殼分離してはいるが殼が重なる状態の個体や,複数の個体が密集状態で産出する個体などが認められる. いずれも層理面に対

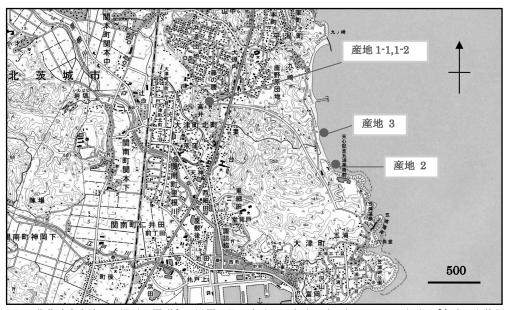


図 1. 北茨城市大津町の湯長谷層群亀ノ尾層の化石産地. 国土地理院発行 1/25,000 地形図「勿来」を使用.



図 2. 化石産地 1-1. 上:露頭上部. 右から 1/3 にある断層で亀ノ尾層(左)と九面層(右)が接する. 下:九面層中の化石含有部の炭酸塩コンクリーション.

しては概ね平行な産状をなす.

九面層から産出した貝類化石は、二枚貝類の Saccella confuse toyomaensis Kamada, Anadara watanabei (Kanehara), Venericardia sp., Clinocardium shinjiensis (Yokoyama), Macoma sp., Ezocallista? sp., Lucinoma acutilineatum (Conrad), Clementia nakosoensis Kamada, Teredo sp., 巻貝類の Euspira cf. meisensis (Makiyama)及 び掘足類の Dentalium sp.であった.

2) 産地2

海食崖をなす露頭で全体が亀ノ尾層によって構成される(図3).シルト岩が極めて優勢な、珪藻質極薄葉理シルト岩と厚さ1~30 cm 程度の細~中粒塊状砂岩互層をなす(図4).中粒砂岩中には炭化した材化石が希に認められる.この露頭に見られるような極薄葉理



図 3. 化石産地 2 の亀ノ尾層. 右下が化石産出層準.

が顕著な縞状構造は,他の化石産地では認められない. 生痕化石や生物擾乱が全く認められないことも大きな 特徴である.

極薄葉理面は実体顕微鏡で観察すると、層理面に平行に並んだ多量の珪藻化石が観察される. こうした極薄葉理が発達するシルト岩について、増田 (1988) は極薄葉理を年縞と位置付け、その成因を季節による珪藻の大量発生に起因すると述べている.

産出化石: 魚類骨格, 魚鱗, 海藻, 植物, 珪藻化石が層理面に対して平行な状態で認められ, 魚鱗と珪藻化石は産出頻度が高い. 魚類骨格にはソコダラ科と属種不明化石が含まれるほかに, 骨格から分離した状態の各部位の化石も認められる. 魚鱗化石には Cluperidae (ニシン科), Myctophidae (ハダカイワシ科), Gadiidae (タラ科), Macrouridae (ソコダラ科) や目・科・属・種未詳の魚鱗を多産する. 植物では Lindera sp.と Gleditsia sp.の葉片の産出が認められた. また, 科属種不明の葉片も多数産出した.

3) 産地3

長浜海岸の北端に位置する亀ノ尾層の露頭である.シルト岩の薄層が挟在する厚さが 40 cm 程度の中〜粗粒砂岩を除けば、葉理の発達が認められない塊状な珪質シルト岩と、厚さ 1〜3 cm 程度の細〜中粒砂岩薄層(希に浮石質凝灰岩挟む)によって構成され、シルト岩が極めて優勢な互層をなす.ここでは他では認められない生物擾乱や生痕化石が認められた、生物擾乱は浮石質凝灰岩を含めた上下のシルト岩中に、生痕化石はシルト岩中に密集している.

産出化石: 二枚貝類の *Acila* cf. *eximia* (Yokoyama), *Acilana tokunagai* (Yokoyama), *Venericardia* sp., 属種不明の葉片, 生痕化石では漸深海の堆積環境の指標である (野田, 1994 ほか) *Chondrites* isp.が認められた. それぞれの貝類化石の示す産状は, *Acila* cf. *eximia*



図 4. 化石産地 2 の亀ノ尾層. 図 3 左側の拡大. 平行な薄葉理が発達するシルト岩中部に厚さ 1-30cm 程度の塊状細 ~中粒砂岩を挟在する.



図 5. 化石産地 3. 右下の暗灰色部はタービダイト砂岩.

(Yokoyama)は合弁で層理面に対して規則性を示さず密集状態にある. Acilana tokunagai (Yokoyama)と Venericardia sp.は離弁状態にあり、層理面に対する規則性は認められない. 生痕化石 Chondrites isp.は特定の層準に密集している.

4) 化石産地の特徴の比較

化石産地 1~3 における岩相や産出化石に関する比較を行うと、以下の様な傾向が認められた.

- (1) 珪質シルト岩中に発達する平行極薄葉理:産地3 では皆無であったが、産地1では局所的に、産地2 では卓越して発達する.
- (2) 魚類骨格及び鱗化石: 部位破片を含む骨格化石は 産地2のみで産出し, 魚鱗は産地1と2で産出する が, 種類及び産出頻度は産地2が極めて高い. いず れも珪質シルト岩中から産出する.
- (3) 貝類化石:産地1と3の珪質シルト岩中からの産出であり, *Acilana tokunagai* (Yokoyama)は両産地から, *Lucinoma otukai* Hatai and Nisiyama と *Dentalium* sp.は産地1, *Acila* cf. *eximia* (Yokoyama)と *Venericardia* sp. は産地3からのみ認められた. 平行な極薄葉理の卓越する産地2においては産出が全く認められない.
- (4) 植物化石:全産地の珪質シルト岩から産出した. 産地 1 からは *Cunninghamia protokonishii* Tanai and Onoe, *Keteleeria* sp.の種鱗及び *Zelkova ungeri* (Ettingshausen) Kovats が,産地 2 からは *Lindera* sp. と *Gleditsia* sp.が,さらに,産地 3 では属種不明な葉 片がそれぞれ認められた.
- (5) 生痕化石及び生物擾乱:産地3においてのみ認められた.生痕化石 *Chondrites* isp.は珪質シルト岩中に密集状態で,生物擾乱は浮石質凝灰岩とそれを挟む珪質シルト岩中に認められた.

4. 亀ノ尾層産魚鱗化石について

魚鱗化石の研究では, 魚類骨格本体を伴わない魚鱗

ついて,化石あるいは現生魚類の魚鱗との比較を行い, 魚鱗単体に対して独立した新属・新種などの分類学的 地位を与えた研究も存在する(David, 1948, 1956; Pierce, 1956 など). しかし,魚鱗は部位,成長過程や再生鱗 によってその形状が異なるとされることや,種数が多 岐に渡ることなどから,魚類本体から脱落した鱗を用 いて詳細な分類学的検討を行うことが困難である.そ こで,本報告では安易な同定や記述を極力避け,小林 (1958)による魚鱗の分類体系を基に,従来報告され た魚鱗化石や現生魚類鱗の報告例との比較検討を行い つつ,産出の記録保存に重点を置いた記述を行った.



図 6. 魚鱗化石 Clupeidae (ニシン 科) Sardinella cf. miyanoshitaensis Sato and Uyeno. x11

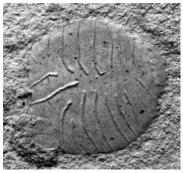


図 7. 魚鱗化石 Clupeidae (ニシ ン科) タイプ D.



図 8. 魚 鱗 化 石 Myctophidae (ハダカイ ワシ科) タイプ A. x8.5

図 9. 魚鱗化石 Gadiidae (タラ科) タイプ A x4.6



魚類の分類体系や現生種のデータは、上野・坂本 (2005) に基づく。その結果以下の4科の魚鱗が確認でき、それぞれは $5\sim2$ タイプが識別できる。また目レベルでも不明な魚鱗が5 種類あった(図 $6\sim11$)。

Clupeidae (ニシン科)

Sardinella cf. miyanoshitaensis Sato and Uyeno

(図 6)

Clupeidae Type A-E

(図7)

Myctophidae (ハダカイワシ科)

Myctophidae Type A-D

(図 8)

Gadiidae (タラ科)

Gadiidae Type A-C

(図 9)

Macrouridae (ソコダラ科)

Macrouridae Type A-B

(図 10)

目・科・属・種未詳魚鱗 5種類 (図11)



図 10. 魚体化石 Macrouridae(ソコダラ科)タイプ A. x1.5



図 11. 魚鱗化石 属腫不明 タイプ 2. x3.6

5. 結果及び考察

1)魚鱗化石は14種類の産出が認められた.それらは、Clupeidae (ニシン科)6種類、Myctophidae (ハダカイワシ科)4種類、Gadiidae (タラ科)3種類、Macrouridae (ソコダラ科)2種類及び目・科・属・種未詳種の5種類であった。これまで長野県や鳥取県に魚鱗化石が豊富な産地が知られていたが、北茨城の魚鱗化石は産出する種類の多様性や産出量から、両地域と同等もしくはそれ以上の魚鱗化石産地と位置づけることができ

る.

亀ノ尾層における魚鱗化石は、珪藻化石を多量に含む珪質シルト岩中の極薄葉理面から主に産出し、葉理面に平行に配列する産状を示す。円形の珪藻化石も同様な産状を示す。さらに、魚鱗化石に伴って魚類の骨格の部位も産出するがその形状は不自然な破損状態を示すことが多い。この地域の亀ノ尾層の魚類化石や珪藻化石は、タホノミー研究や堆積環境解析に貴重な情報をもたらすものと期待される。

2) 亀ノ尾層の魚鱗化石や貝類化石に伴って Cunnighamia protokonishii Tanai and Onoe, Zelkova ungari (Ettingshausen) Kovats, Ketleleeria sp., Lindera sp., Gleditsia sp.など 5 種類の植物化石が認められた (図12-14). これらは従来にない記録である. 亀ノ尾層と同様な漸深海性の堆積環境を示す海成層からの植物化石は, 茨城県常陸太田の龍黒磯泥岩部層 (Uemura et al., 2006 ほか) などが挙げられるがその例は非常に少ない. したがって, 亀ノ層から産出する植物化石は大変重要な記録であり, 植物化石に基づく古環境解析のための貴重情報と判断される.

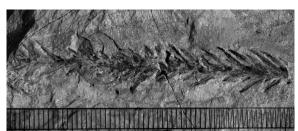


図 12. 植物化石. スギ科コウヨウザン属の仲間 *Cunninghamia protokonishii* Tanai and Onoe, 化石産地 1.

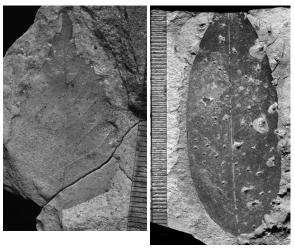


図 13. 植物化石. 右:ケヤキの仲間 Zelkova ungeri (Ettingshausen), 化石産地 2; 左:サイカチ属 Gleditsia sp., 化石産地 2.

また, 亀ノ尾層から *Acila* cf. *eximia* (Yokoyama), *Acilana tokunagai* (Yokoyama), *Lucinoma otukai* Hatai

and Nisiyama などの 5 種類の貝類とウニ類化石が産出した (図 15, 16). 本調査において新たに発見した九面層露頭では Saccella confuse toyomaensis Kamada, Anadara watanabei (Kanehara) を含む 11 種類の貝類化石の産出を認めた.



図 14. 植物化石 クスノキ科 クロモジ属 *Lindera* sp., 化石 産地 2.

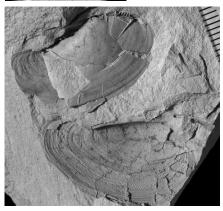


図 15. 二枚貝化石 Acilana tokunagai (Yokoyama) スケールの目盛りは 1mm, 化石産地 1.



図 16. 二枚貝化石

Lucinoma otukai

Hatai and Nisiyama,

化石産地 1.

引用文献

David, L. R., 1948. Halosauridae from the California Tertiary. *Jour. Paleont.*, **22**: 94-100, pl. 23.

David, L. R., 1956. Tertiary Anacanthin fishes from California and the Pacific Northwest; Their Paleoecological significance. *Jour. Paleont.*, **30**: 568-607, pls. 69-72.

小林久男, 1958. 魚類の鱗の比較形態と検索. 愛知学芸大

研報, (7): 1-104, pls. 1-12.

増田富士雄, 1988. 地層から読み取る年・月・日・時. 月 刊地球, **10**: 531-537.

Pierce, R. L., 1956.Upper Miocene foraminifera and fish from the Los Angeles area, California. *Jour. Paleont.*, **30**: 288-1314, pls. 137-1314.

島崎哲也,1993MS. 常磐地域南部に分布する新第三系亀 ノ尾層に関する地質学的研究. 筑波大学大学院修士課 程理工学研究科修士論文.

Uemura, K., Kikuchi, Y., Nagato, H. and Nikaido, A., 2006.
Middle Miocene Plants from Marine Sediments in
Tatsugoroshi of Hitachiota, Ibaraki Prefecture, Japan. Bull.
Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C, (32): 1-11.

上野輝彌・坂本一男, 2005, 新版魚の分類の図鑑—世界の 魚の種類を考える. 159pp., 東海大学出版会, 神奈川

D. 北茨城市五浦地域の地質資源を中心とした自然観察ルートの設定

1. はじめに

北茨城市北東部の五浦海岸にある茨城大学五浦美術文化研究所周辺において、自然科学的な見所や観察地点を取り上げ、その成り立ちを明らかにするとともに、それらを素材とした自然観察学授業や、教員研修などに活用可能な「五浦観察モデルコース」を設定するための調査を行った。茨城大学の財産である六角堂などの文化財に加え、周辺の自然科学的な見所に関する各種情報を収集・深化・集約することは、研究成果を地域に還元する試みとして極めて重要である。本報告では以下の4箇所で、いくつかの観点から見学ルートとして、どんな条件や特徴があるかを調べた結果について要約する。

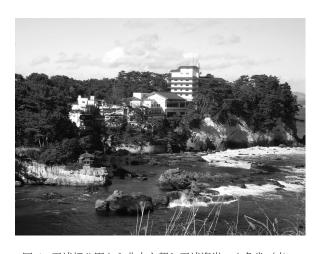


図 1. 五浦岬公園から北方を望む五浦海岸. 六角堂(赤い建物)手前が小五浦で,向こう側が大五浦. 大きな建物は五浦観光ホテル.

2. 天心遺跡記念公園とその周辺

調査項目

- (1)整備がされているか
- (2) どのような植物があるのか
- (3)動物はみられるか
- (4) 記念碑の石材
- (5) 五浦海岸の地形

想定される授業案

教師が引率して園内を観察する形式の授業が良い. 授業展開としては、ワークシートを用いて、気付いたことや考えたことを書き込ませる。ワークシートは、 植物と地形の解説と図を中心に、鵜の観察ポイントや 記念碑についてまとめたものにする.

3. 茨城大学五浦美術文化研究所

調查項目

- (1) 安全面・自然科学の面での整備
- (2) 園内にはどのような植物があるか
- (3) 園内に動物はいるか
- (4) どのような地形か
- (5) 地学的に着目する点はあるか

授業計画

六角堂という文化的な学習だけでなく, (5) のような地学的学習も可能である. 例えば, 円礫と角礫の違いというのは,流れによって生じたものでもあるため, 小学5年生理科の単元「流れる水のはたらき」と関連させることができるのではないか. また六角堂先からは,海岸の露頭を左右を見渡すことができ, 小学校6年生理科の単元「土地のつくりと変化」で学ぶ露頭を直接見ることができる絶好の場所であろう.

さらに園内には様々な植物が観察できるため、児童 たちが自身で書き込み作成する植物マップのようなワークシートなどがあると面白いのではないだろうか. さらに見学ポイントをフォトラリー形式で回っていけるワークシートも有効であろう.

4. 小五浦

調査項目

- (1) 露頭
- (2) 化石(二枚貝,炭化木など)
- (3)海浜(漂流物,海浜の砂など)

関連する小・中学校の学習単元

小学校 5年 流れる水のはたらき 6年 土地のつくりと変化 中学校 1年 大地の変化

想定される授業案

(1) 露頭の観察

地層の層理や堆積構造がはっきりとしている大きな露頭なので、観察には適している.子どもたちを班に分け、班ごとに柱状図を作成する.色の変化や層の厚さ、触った感覚を調べさせる.

表面が風化しているので風化作用を視覚的に捉えることができる.風化している部分を子どもたちに削らせることで、地層が風化していく様子を確認させたい.調査後、教室で他の班と結果を照らし合わせることで同じ層が横に連続していることを確認させたい.

安全面としては、見学する露頭に近づくには岩壁を 登らなくてはならないので、教師が監視しながら一列 に順に登らせる必要がある.鎌の取り扱いには注意し、 使用後は速やかに回収するなどの配慮が必要である.

(2) 化石の観察から堆積環境を推測する

二枚貝化石の産状から海底の砂底の生態系があったこと、凝灰岩から火山活動があったこと、材の化石から陸上の木が海に流れてきたことが推測できる。このように化石を頼りに過去の環境を子どもたちに考えさせることを身につけさせていける。

(3) 流れる水のはたらき

旅館の温泉排水が小川上流から流れてくるため、砂 浜の上にミニチュア水路のような筋ができる.水もき れいで砂の侵食・運搬の様子が身近に観察できる.頻 繁に微細な地形が変化する様子も見られる.これらを 子どもたちに見せることで小学校5年の単元「流れる 水のはたらき」に関連した授業を行うことができる.

海浜に落ちているゴミで怪我をしないようにする ことと、岩に登って遊ばないように注意すれば、安全 に行える.



図 2. 小五浦の湾の南側露頭. 新第三系高久層群九面層, 多賀層群平潟層および大津層との不整合関係が観察 できる. 柳沢 (1996) の fig.4 参照.

(4) 貝殼採集

貝殻などが多く落ちているので、採集して美術での 作品作りで活用することができ、他教科での素材にも 使えるかもしれない.

(5)海浜の清掃活動

ゴミが目立つので、清掃活動を行うことで、海浜を きれいに保っていこうとする活動や、海を守る心を育 むことができる.

5. 五浦第二公園

調査項目

- (1) 安全面の整備・自然科学的な素材
- (2) 公園内にはどのような植物があるか
- (3) 小学校授業で利用できるか
- (4) どのような公園活用法が考えられるか

6. 大津小学校

五浦海岸に最も近いという立地にある小学校でどの ような野外観察を行っているのかを取材した.

回答者: 4 学年担任および校長

日時: 平成 21 年 (2009) 2月 16 日 16:00~17:00 質問項目:(1) 生活科・理科で行っている野外授業.

- (2) どこで行っているか. (場所・施設など)
- (3) 自然科学学習の野外観察をする上で,
 - 1) どのような情報があったら学習しやすいか.
 - 2) 野外観察をするにあたり難しいことはあるか.
- (4) 漁業体験の内容について.

7. 野外観察モデルルート

茨城大学五浦美術文化研究所前駐車場 (無料)

」徒歩約2分

茨城大学五浦美術文化研究所にて観察

(入場料 200 円)

↓徒歩約3分

小五浦にて観察

↓徒歩約5分

茨城大学五浦美術文化研究所前駐車場

↓車約3分

五浦岬公園にて昼食・休憩(駐車無料)

↓車約5分

天心記念五浦美術館駐車場 (無料)

↓徒歩約5分

天心遺跡記念公園にて観察

↓徒歩約5分

天心記念五浦美術館駐車場

調査者および執筆者(五十音順)

調査協力者 (所属は調査時, 五十音順)

安藤寿男(茨城大学理学部教授) ※A,B 天野和孝(上越教育大学教授)

伊藤 孝(茨城大学教育学部准教授) ※D 上田庸平(茨城大学大学院理工学研究科)

大井信三 (国土地理院)

菊池芳文(財団法人自然史科学研究所) ※C 黒髪英次郎(茨城大学理学部)

永戸秀雄(筑波大学大学院生命環境科学研究科)※C 黒田真平(茨城大学理学部)

二階堂章信(茨城県那珂市中台) ※C 越野 茜(茨城大学教育学部)

※は執筆担当部分を示す. 薗田哲平(茨城大学大学院理工学研究科)

高木 香(茨城大学理学部)

倉川友貴 (茨城大学教育学部)

田村芳隆 (茨城大学大学院理工学研究科)

西島ゆかり (茨城大学教育学部)

蓮見恵理 (茨城大学理学部)

船越郁生 (茨城大学大学院理工学研究科)

矢野 健(茨城大学大学院理工学研究科)

山家慎之介 (茨城大学大学院理工学研究科)

横山芳春 (茨城大学大学院理工学研究科)

Report of Comprehensive Surveys of Plants, Animals and Geology in Ibaraki Prefecture by the Ibaraki Nature Museum

Cenozoic Geology, Fossils and Paleoenvironments of Kita-ibaraki area in Northeastern Ibaraki Prefecture (2006-2008)

Edited by Ibaraki Nature Museum
March 2011

茨城県自然博物館総合調査報告書 北茨城地域の新生界の地質・古生物と古環境の解明(2006-2008) 平成 23 年 3 月 31 日発行

編集 ミュージアムパーク茨城県自然博物館

小池 渉

発行 ミュージアムパーク茨城県自然博物館

館長 菅谷 博

〒306-0622 茨城県坂東市大崎 700

TEL 0297-38-2000

印刷 株式会社イセブ

©2011 Ibaraki Nature Museum

(本書掲載記事および写真の無断転載を禁じます.)