

沿岸海域における活断層調査

鴨川低地断層帯（海域部）

成果報告書

平成 27 年 4 月

国立研究開発法人 産業技術総合研究所

目次

1. 鴨川低地断層帯の概要	1
2. 調査手法	2
2.1 音波探査の手法	2
2.2 底質採取調査の手法	3
3. 調査の結果	4
3.1 音波探査の結果	4
(1)層序区分	4
(2)年代	5
(3)地質構造	5
3.2 底質採取調査の結果	8
(1)底質採取地点の選定	8
(2)コア試料観察及び年代及び帯磁率測定	8
(3)SES2000によるA層の堆積状況	9
4. まとめ	11
4.1 鴨川低地断層帯(海域部)の位置・形状	11
4.2 鴨川低地断層帯(海域部)の過去の活動	13
(1)活動時期	13
(2)活動区間	13
(3)平均活動間隔	14
(4)1回の変位量	14
(5)平均変位速度	15
4.3 評価のまとめ	16
文献	18
図表	20

巻末資料

採泥コア写真

地元説明資料

1. 鴨川低地断層帯の概要

陸域の鴨川低地断層帯は、中嶋他（1981）、活断層研究会編（1991）、中田・今泉編（2002）等に基づけば、房総半島南部の千葉県鴨川市から南房総市富山にかけてほぼ東西に延びる鴨川地溝帯南断層及び本断層と併走する複数の小断層からなり、全長約25km、断層の南側が北側に対して隆起する断層帯である。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）は、断層長と変位量の経験則から、断層帯全体における1回の活動に伴う上下変位量を約2.0mと推定している。仮に構成する断層がほぼ連続的に分布し、その全体が1つの区間として活動する場合の地震規模は、マグニチュード7.2程度となる可能性がある（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2004）。活断層研究会編（1991）は、直線的に延びる断層帯の南側で山地高度が200m高くなること等に基づき、鴨川低地断層帯の活動度をA-B級としているが、岩質の違いによって生じた差別侵食地形とする見解もある。第四紀の活動性については、宍倉他（1999）、千葉県（1999）等により、段丘群の変位に関する検討が行われているが、明確な活動時期についても不明である。横田（1978）、中田他（1980）、宍倉他（2001）等に基づけば、房総半島南部には、大正関東地震や元禄関東地震時の隆起により形成されてきたと考えられる海成段丘群が発達しており、熊木（1988）は、これらの活動が鴨川低地断層帯の活動に起因した可能性を指摘している。

海域においては、海上保安庁水路部（1984）が鴨川東方海域において更新統相当の地層を切る断層を図示している。また、古屋他（2009）、山本他（2013）等は反射法地震探査記録に基づき、本断層帯の陸域からの連続性を議論しており、房総半島南部の東京湾側館山沖および太平洋側における陸上断層（石堂（いしどう）断層、岩井-曾呂川（そろかわ）断層）の海域延長を推定している。

2. 調査手法

鴨川低地断層帯（海域部）を対象として、鴨川沖（太平洋側）および保田（ほと）沖（東京湾側）において、活構造の有無、分布、性状、陸域部との連続性、海域端部の位置を明らかにするため、ブーマーを音源とする高分解能マルチチャンネル音波探査を実施した。調査は、必要に応じて補足のための測線を追加することが可能なように、オンボードで地質構造を確認しつつ実施した。加えて海上保安庁水路部（1984）の音波探査記録、古屋他（2009）、山本他（2013）の反射法地震探査記録も併せて検討を行なった。

また、活動履歴の把握に必要な堆積物の年代試料を得るための柱状採泥は、浅層部をより高分解能で把握可能な音波探査（SES2000）で詳細位置を確認して実施した。

これらの調査項目と数量を表 2-1 に、高分解能マルチチャンネル音波探査の測線、採泥地点と SES2000 の測線を図 2-1 に示す。

2.1 音波探査の手法

本調査における音波探査は、鴨川低地断層帯（海域部）およびその延長部の地質構造を分解能良く捉えて、浅層部における活構造の性状、累積的な変位、変形、最終活動時期を把握するため、ブーマーを音源とした高分解能のマルチチャンネル音波探査を主体として実施した。探査仕様を表 2-2 にまとめる。

探査は、断層の走向にほぼ直交する方向に主たる調査測線、鴨川沖（太平洋側）に KM1 測線～KM10 測線、保田沖（東京湾側）に KY1 測線～KY9 測線を設定した。さらに、それら調査測線間の音響層序を対比するため、各海域において主たる調査測線を繋ぐ方向に補測線として KM101 測線～KM103 測線、KY101 測線～KY102 測線を設定した（図 2-1）。

マルチチャンネル音波探査では Applied Acoustic Engineering 社製の Boomer System 探査装置と 12 チャンネルのストリーマーを、調査船の船尾から曳航して計画測線上を航行しながら測定した。探査データは船上モニターでデータの音響的なクオリティと、断層の有無などの地質状況を確認しつつデジタル記録を取得した。

音波探査に際して、調査船の船位測定はディファレンシャル GPS (DGPS) を用いた。DGPS で使用する補正情報は海上保安庁交通部で沿岸から 200 km の範囲をカバーできるようにラジオビーコンにより発信されているものを使用した。1 秒毎に記録させた船位

データを用いて、調査船の進行方向および GPS アンテナと受発振器の距離を考慮して音波探査の反射点位置を決定した。

2.2 底質採取調査の手法

音波探査記録で認められる浅層部の地層形成年代を確認するために、柱状採泥により堆積物を採取し、年代測定を実施した。本調査海域の海底堆積物は砂質であることが予想されたため、泥質な堆積物の採取に有効なピストンコアは用いず、バイブロコアラーを使用した。

柱状採泥地点の選定に際しては、まず、ブーマー音源による高分解能マルチチャンネル音波探査断面より対象とする地質構造を選定した。さらに、その領域において表層部をより高分解能で探査できる SES2000 を実施し、最終的な底質採取地点を絞り込んだ。

作業は、採取地点に調査台船をアンカーで固定して底質採取を実施した。採泥器を海中に投入してから回収するまでの作業中は、台船の位置データを1秒毎に記録した。採泥地点の位置は、採泥器の着底位置と離底位置の中間地点とした。

採泥管内管の直径は 8.8cm である。コア試料は現地で 1m 長に切断し、振動を極力避けて実験室へ運搬した。帯磁率をループ型センサによって 2cm 毎に計測した後、半裁し、写真撮影と観察・記載をおこない柱状図を作成した。

コア試料中からは 7 点の年代測定用試料を選定し採取した。年代測定は加速器質量計を用いて計測し、Reimer et al. (2013) に基づいて暦年較正をおこなって、放射性炭素年代値を得た。

3. 調査の結果

3.1 音波探査の結果

本探査では、ブーマーによる高分解能マルチチャンネル音波探査で海底面下およそ100～200mまでの反射記録が得られた。なお、反射記録の深度変換にあたっては、水中および堆積物中における弾性波の伝播速度を1,500m/secと仮定した。

(1) 層序区分

東京湾を挟み三浦半島，房総半島およびその周辺海域においては，鈴木他（1995）が海陸の地質層序の対比も含めて10万分の1の地質図を作成している。

それによれば，本調査海域の地質層序は，保田層群・嶺岡層群に相当する前期中新世以前のE層，三浦層群に相当する中期中新世～前期鮮新世のD層，上総層群・千倉層群に相当する中期鮮新世～前期更新世のC層，下総層群に相当する中～後期更新世のB層，海底谷底堆積物に相当する完新世のA層に区分されている。

本調査で取得した音波探査記録断面の地質解釈においては，調査海域が重なっている点を考慮し，基本的には鈴木他（1995）に記載されている層序区分に従った。ただし，本調査における音波探査記録は浅層部の分解能が鈴木他（1995）で参照された音波探査記録よりも高いことからB層についてはB1層～B3層に細分した（表3-1）。

以下に各層の音響的な特徴を述べる。

【A層】調査範囲の最上位層で，保田沖海域では層厚は全体に10m以下と薄い，一部の凹地を埋める部分で20mを超えるところが見られる。水平から緩く傾斜した内部反射面が認められ，下位層とは不整合関係にある。

【B層】保田沖海域ではB1層～B3層の3層に区分し，鴨川沖ではB1層およびB3層の2層に区分した。内部反射面は明瞭で，水平からやや傾斜しており，特にB3層には斜交層理様の形態が認められる。保田沖海域では，B層はKY4より沖ではほとんど分布が認められない。

【C層】調査海域のほぼ全域に認められる。本層の下限が不明なため層厚は不明である。本層の内部反射面は傾斜しており，一部に褶曲構造が確認され，上位層と明瞭

な構造のギャップが認められる。

【D層】本層は下限が不明なため層厚は不明である。内部反射面はほとんど認められない。

(2)年代

A層は、顕著な侵食面を不整合で覆うことから最終氷期以降の堆積物と推定される。それ以下の地層については直接的に年代を示す資料は乏しいが、A層基底面以下のB層はその分布範囲を鈴木他（1995）と対比し、B1層は段丘堆積物に相当する後期更新世の地層、B2層は下総層群に相当する中期更新世の地層、B3層は上総層群・千倉層群に相当する後期鮮新世～前期更新世の地層と解釈した。同様にC層は三浦層群に相当する中期中新世～前期鮮新世の地層、D層は保田層群・嶺岡層群に相当する前期中新世以前の地層と解釈した。

なお、鈴木他（1995）においては、上総層群相当層をC層として独立した地層ユニットとして解釈しているが、本調査範囲においては音響層序の特徴の類似性から上総層群相当層をB3層とした。

(3)地質構造

本調査で実施した反射断面ならびに解釈断面を、図3-1～図3-15に示し、以下に各断面における地質構造の特徴を述べる。

鴨川沖（太平洋側）

【KM1測線】KM1測線ではSP1297付近に南西側が相対的に沈降するセンスの断層があり、その北東側のSP1448付近には北東側が相対的に隆起する逆断層（Fk1）が認められる（図3-1）。

【KM2測線】KM2測線では、KM2-1_2のSP2102付近を境に内部反射面のパターンが変わるところが認められるが、ここに断層（Fk1）を推定した。また、KM2-1_2のSP3012付近に軸を有する向斜構造がC層に確認される（図3-2）。

【KM3 測線】 KM3 測線では SP5090 付近において D 層上面とそれを不整合で覆う A 層内部の反射面に撓みが認められることから、逆断層 (Fk2) を推定した。このあたりの海底地形にはブロードに緩い撓みが生じている。また、SP5329 付近には北東側が相対的に隆起する逆断層 (Fk1) が認められる (図 3-3)。

【KM4 測線】 KM4 測線では SP5170 付近に D 層上面から海底面にかけて撓曲構造が認められる。A 層に不整合に覆われる地層の上面は SP5271 付近でごくわずかに南西側が上がっており、また内部反射面はここを境に南西側では北東傾斜、北東側では不明瞭となる。この関係は KM3 測線の SP5329 に認められる反射面の特徴および断層関係に類似していることから、ここに 2 本の断層 (Fk1, Fk2) を推定した。また SP5855 付近に北東側が相対的に沈降するセンスを有する正断層が認められる (図 3-4)。

【KM5 測線】 KM5 測線では SP800～SP1000 付近で海底面が撓み南西側に水深を増している。A 層基底面の深度に数 m のギャップがあり、ここに 2 本の断層 (Fk1, Fk2) を推定した (図 3-5)。

【KM6 測線】 KM6 測線では SP5197 付近に北東側が相対的に上昇する逆断層 (Fk1) が認められる。この断層の南西側では傾斜を持った明瞭な内部反射面が認められる C 層が分布している (図 3-6)。

【KM7 測線】 KM7 測線では SP5102 付近に十数 m の海底面の高度差をもつ逆断層 (Fk1) が認められる。その南西側の SP5505 付近には北東側が相対的に上昇するセンスの低角な逆断層が認められる。また SP5723 付近に軸を持つ向斜構造が C 層内に認められる (図 3-7)。

【KM8 測線】 KM8 測線では SP1239 付近に B 層に変位を与える断層 (Fk2) があり、その北東側の SP1563 付近に北東側が隆起するセンスの逆断層 (Fk1) が認められる。また SP2642 付近には北東側が相対的に隆起するセンスを有する逆断層が認められる (図 3-8)。

【KM9 測線】 KM9 測線では SP3595, SP3745, SP3992 付近にそれぞれ北東側が隆起するセンスの逆断層 (Fk4) が認められる。また SP4609, SP4500 付近にも北東側が相対的に隆起するセンスの逆断層 (Fk1, Fk3) の変形構造が認められる (図 3-9)。

【KM10 測線】 KM10 測線では SP1787 付近と SP2188 付近に北東側が隆起するセンスの逆断層 (Fk3) が認められる (図 3-10(a))。また, SP3145 付近には北東側が隆起する逆断層 (Fk4) が認められる (図 3-10(b))。

保田沖 (東京湾側)

本海域では KY1 測線が漁網等障害物の影響で測定を実施していない。

【KY2 測線】 本測線では KY2-2 測線の SP910 付近に B3 層下部以下の地層に背斜構造が認められる (図 3-11)。

【KY3 測線】 KY3 測線では SP300 付近で D 層上面が侵食を受けて削り込まれており, その上を B2 層以上の地層が水平に堆積している (図 3-12(a))。KY3_2 測線の SP100 ~SP700 付近には, 海底谷が発達している。ただし, この海底谷を挟んだ両側の侵食面を覆う地層はほぼ水平を呈している (図 3-12(b))。KY3_2 測線の SP2926 付近に低角の正断層が認められる。この正断層は B3 層に変位を与えている可能性があるが, B2 層上面には変位を与えていない (図 3-12(c))。また, KY3_2 測線の SP4417 付近には B2 層に変位を与えている逆断層が認められる (図 3-12(d))。

【KY4 測線】 KY4 測線では, A 層基底面の不整合面は SP2500 付近に存在する谷に向かって徐々に深くなっていく (図 3-13(a))。SP2923 付近には D 層に地すべりと考えられる構造が認められる (図 3-13(b))。

【KY5 測線】 KY5 測線では SP100 付近に C 層上面に高低差をもち北側が隆起するセンスの逆断層が認められる。ただし, この逆断層は C 層上面を覆う地層および海底面には変位を与えていない。また C 層には SP345 付近に軸を有する背斜構造が,

SP1208 付近に軸を有する向斜構造がそれぞれ認められる（図 3-14）。

【KY6 測線】 KY6 測線では SP300 付近に C 層内部の反射面に撓みが認められるが、C 層上面はフラットな形態をしており、C 層内部に認められる緩い撓みと調和的な構造は認められない。谷部で水深が深くなるため SP2265～SP5215 付近では反射断面が得られていない。SP1295 に軸を持つ向斜構造と SP1433 に軸を持つ背斜構造が認められるが、これらの地域では B 層以上の地層が欠如している（図 3-15）。

【KY7 測線】 KY7 測線は大部分で水深が深く、SP1600 より南側は反射断面が得られていない。

各反射断面において断層に伴う変位、変形と考えられる構造が認識された位置を既存の文献に記載された断層とともに測線図上に示す（図 3-16）。

3.2 底質採取調査の結果

(1) 底質採取地点の選定

砂質の海底堆積物であっても、より確実な試料採取を行うためバイブロコアラールを使用した。そのため、機器の仕様上の制約として、水深 40m 以浅の海底が対象となった。

底質採取が可能な海域において実施した SES2000 においては、概ね良好な反射記録断面が得られ、最終氷期侵食面およびそれより上位の層準が明瞭に確認できた。

この結果に基づき本調査における底質採取は、保田沖（東京湾側）において、最上位で最新の堆積物からなる A 層に関する情報が得られることが期待される SES2000 の測線 HT6(3)を対象として実施することとし、2 箇所採取地点を決定した（図 3-17）。

(2) コア試料観察及び年代及び帯磁率測定

2 地点で採取したコア試料は粗粒から中粒砂を主体とし、貝殻や礫の混入が見られる。2 本のコアで相互に対比できる鍵層は存在しなかった。得られた試料の柱状図を図 3-18

に示す。

採取したコア試料に対して帯磁率の測定を実施した。帯磁率は地層中の磁性鉱物量およびその粒径を反映し、鉛直方向の構成粒子の特性変化を簡便に得ることが可能である（ただし、ループ型センサでは1m長に切断したコアを計測するため端部では計測値が低下する）。

以下に各柱状試料について、その特徴を述べる。

【KYB1】KYB1 コアは KY2-2_2 測線上の水深 36.8m 付近にて採取し、コア長は 77cm である。堆積物はおもに粗粒砂で下部にはレキが多く含まれ、上部は中粒砂から構成される。帯磁率には目立った変化は認められない。

本コアの上端から 7 cm, 54 cm, 71 cm のところから採取した貝殻片を用いて測定した放射性炭素年代(炭素同位体分別補正後の年代)はそれぞれ 2,600±30 yBP, 780±30 yBP, 8,300±30 yBP である（表 3-2）。

【KYB2-2】KYB2-2 コアは KY2-2_2 測線上の水深約 30.2m 付近にて採取し、コア長は 297cm である。主に中粒砂から構成され最下部約 50cm はレキを含む粗粒砂である。全体的に貝殻細片を含む。帯磁率には顕著な変化は認められないが、粗粒砂の部分でやや小さな値を示す傾向がある。

本コアの上端から 11 cm, 59 cm, 161 cm, 266 cm のところから採取した貝殻片を用いて測定した放射性炭素年代はそれぞれ 3,780±30 yBP, 2,690±30 yBP, 2,570±30 yBP, 5,890±30 yBP である（表 3-2）。

(3) SES2000 による A 層の堆積状況

保田沖合での柱状採泥地点周辺の表層部を対象とした SES2000 による高分解能表層探査測線と深部を対象とした高分解能マルチチャンネル反射法地震探査測線を図 2-1 に示す。緑線が高分解能表層探査測線、青線が高分解能マルチチャンネル反射法地震探査測線であり、赤色の丸で示す地点は柱状採泥位置を示す。採泥地点上の記録（HT-6 (3) 6KHz 測線）を図 3-17 に示す。記録の縦方向に深度を 10m 間隔、横方向は距離を 500m 間隔で表現している。

海域北部にはクドツ根、ツブ根など岩礁域が東西方向に連続しており、これらは記

録では中央の海底に露出する露岩域として表現されている。露岩域から海底下に連続する音響基盤の連続は断片的に認められ、本域では南の谷部を除き相対的に基盤隆起域として海底面近くに連続する。

音響基盤を被覆する堆積物は、高分解能マルチチャンネル反射法地震探査記録の A 層に対比されるが、強い反射を特徴とする反射面 I により反射の強い下部と内部反射が認められない上部の透明層に区分される。透明層は、露岩域周辺では北側で約 5m、南側で約 2m と薄く被覆する。採泥試料 (KYB2-2) では、表層堆積物は貝殻片を多く含む中粒砂で構成され、海底下からの深度 242 cm より礫を含む粗粒砂となる。南の KYB1 地点 (コア長 77 cm) でも表層より中粒砂～礫に漸移する堆積物が確認されているが、これらの層相の変化に対応する明瞭な反射面は音波探査記録上には確認されない。

海岸線より沖合にかけての東西方向の記録 (HT-K3 6KHz 測線) を図 3-19 に示す。ここでの透明層は約 10m と厚く、内部には断片的ではあるが数条の内部反射面が認められ、プログラデーションパターンを示し、柱状採泥資料に比較的粗粒な堆積物を含むことより、その多くは河成堆積物で構成されているものと考えられる。ここでの反射面 I は、採泥地点周辺の基盤隆起域測線 (HT-6 (3) 6KHz 測線) で確認された反射面と直接連続しないものの、透明層の反射パターンとの境界および反射形態より、ほぼ同時期に形成されたものと推定される。

貝類化石の年代より推定された関東中央部における過去 1.5 万年間の相対的海水準変動曲線 (遠藤他, 2013) では、11,000～10,000cal. BP (標高 - 40～ - 50m)、9,000～8,000cal. BP (標高 - 20～ - 30m) に海水準変動速度の停滞期が認められるとしている。反射面 I は、その上位のプログラデーションパターンを示す堆積物との境界を示し、その後の堆積環境が大きく変化していることやその分布深度から約 8,000 年前の年代を示す反射面と推定される。

4. まとめ

4.1 鴨川低地断層帯(海域部)の位置・形状

本調査の解析結果(図 3-1～図 3-15)、海上保安庁水路部(1984)、鈴木他(1995)、古屋他(2009)、山本他(2013)により示されている地質構造を総合的に解釈し、本海域の太平洋側および東京湾側それぞれにおける断層の位置、形状、活構造の連続性について議論する(図 4-1)。

鴨川沖(太平洋側)の陸域における鴨川低地断層帯の海域延長部では、沿岸部における一部の測線を除いて、取得された反射記録断面の深度内においては、地下の震源断層の動きが直接的に地層を変位させたと解釈される断層は認識されないが、さらに深部の断層の存否については、今回の探査スペックでは深度が足りないため議論が出来ない。一方で、本調査範囲の南側では顕著な活構造が認識され、Fk1 断層、Fk2 断層、Fk3 断層が分布している(図 4-1)。これらの断層群は、陸側では概ね西北西-東南東方向に延び、沖にかけて東西方向に走向をやや変化させながら江見海底谷まで連続する。また、江見海底谷を挟んだ北側の沖合においては、東西走向に分布する Fk4 断層が認識される(図 4-1)。

Fk1 断層、Fk2 断層、Fk3 断層はいずれも北側を南側に対して相対的に隆起させ、一連の断層群として認識される。最も陸に近い KM1 測線から沖合の KM9 測線にかけて分布する Fk1 断層は、断層を挟んで南西側の明瞭な褶曲構造が認識される C 層と北東側の内部反射面のパターンが不明瞭な D 層の地質境界を形成するとともに、沖にかけて海底面の撓曲もしくは断層を挟んでの高低差が顕著になる。これら内部反射パターンと海底地形の特徴および分布位置の類似性より、Fk1 断層は山本他(2013)において認識されている斜面盆地 A 北縁断層に対応していると考えられる。また、KM3 測線から KM5 測線にかけて Fk1 断層の北に分布する Fk2 断層は、断層北側において A 層基底から海底面にかけての撓曲構造を形成するとともに、陸から沖にむかうにつれて徐々に Fk1 断層に近接していき、KM6 測線付近において Fk1 断層に収斂する。さらに、より沖側の KM8 測線から KM10 測線にかけて Fk1 断層の南に分布する Fk3 断層は、Fk1 断層に並走して東西方向に延び、厚く堆積した新規の地層を明瞭に変形させている。一方、Fk1 断層の江見海底谷を挟んだ北側に分布する Fk4 断層は、北側を南側に対して相対的に隆起させ、鴨川海底谷と江見海底谷の間に発達する東西方向に延びた D 層(基盤)の高まりに沿って分布している。本調査で捉えられた鴨川沖の Fk1～Fk3 断層は、山本他

(2013)に記載されている断層に対応しており、陸域部の石堂断層に連続するように見えるが、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)に記載されている陸域部の鴨川低地断層帯の直接的な延長部にはあたらない。

海域部の Fk1~Fk4 断層は、陸域に近づくに従って海底面の撓みとなりつつ少なくとも本調査の最も陸域に近い KM1 測線まで雁行状に連続しており、一連の活構造と考えられる。また、本調査海域の東端にあたる KM10 測線においても Fk3 断層および Fk4 断層が認識されており、さらに東に延長する可能性がある。

一方、保田沖(東京湾側)の陸域における鴨川低地断層帯の海域延長部では、本調査の探査深度内においては連続性を有するような顕著な活構造は認識されない。また、古屋他(2009)においても、そこに示されている石堂断層および岩井-曾呂川断層については、活構造があるとの記載はない。同様に、古屋他(2009)および山本他(2013)に示されている石堂断層および岩井-曾呂川断層については、本調査測線において通過箇所と推定される位置付近においても、連続性を有する活構造は認識されない(図 3-12(a), 3-15)。本調査海域においては、海底谷が発達しているものの、海底谷を挟んだ両側の侵食面を覆う地層はほぼ水平を呈している(図 3-12(b))。また、ほぼ露出した D 層上面は、KY4 測線の SP3250 および SP3750 に認められる小規模な谷をまたいで、一定の傾斜で SP2500 付近の大規模な谷に向かって深くなっている(図 4-2)。従って、海底谷の形成に累積的な変位は認識されない。

以上をまとめると、陸域の鴨川低地断層帯の海域延長部では、鴨川沖(太平洋側)において、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)に記載されている鴨川低地断層帯の直接的な延長部にはあたらないものの、陸域に近づくに従って海底面の撓みとなりつつ雁行状に連続する一連の活構造の存在が示唆される。一方、保田沖(東京湾側)では、本調査の結果においては、累積を伴った顕著な活構造の存在を示す結果は得られなかった。

活構造が認識された鴨川沖については、海岸線から沖合の東端部までの断層帯の全長は 11km 以上となる。

4.2 鴨川低地断層帯(海域部)の過去の活動

(1)活動時期

本調査によって把握された鴨川沖には断層に関連した変位・変形構造が発達しており、第四紀層である下総層群および最終氷期以降の堆積物は、全域にわたって変形を被っている。また、第四紀層浅部の地層である A 層については、断層の上盤側で特に大きく削剝を受けており、全域にわたって変形の有無を判断できる層厚を有している領域は少ない。

本調査範囲の鴨川沖における Fk2 断層では、断層を覆って薄く A 層が堆積している。Fk2 断層を横断する KM4 測線においては、約 18,000 年前に形成された最終氷期最低海水準期の侵食面である A 層基底面(D 層上面)から海底面にかけて撓曲構造が認識され、海底面に撓曲の形成に伴うと解釈される傾動が確認される(図 4-3)。同様の傾動は A 層基底面にも確認され、その傾動は海底面より大きいことから、この傾動は累積性を有する。

図 4-3 に示す通り、音波速度を 1500m/sec. と仮定し、Fk2 断層における海底面傾動の上下変位量を計測すると約 12m となる。この値は断層の傾斜角および横ずれ変位量を考慮していない。従って、実際の変位量はこれ以上となる可能性が高い。この値は陸域で想定されている 1 回の変位量 2m に比べて 6 倍も大きいですが、堆積などの影響を考えると必ずしも海底面の高低差が 1 回の断層活動の変位量を反映しているとは言えない。同様に A 層基底面における上下変位量をプロファイルからの読み取り精度を考慮して、音波速度を 1500m/sec. と仮定して計測すると約 19.5m となる。また、この値についても、侵食等の影響を含んでおり、これ以上となる可能性がある。以上の様に、少なくとも A 層基底面形成以降 A 層堆積中に累積性を有する活動が認められた。

(2)活動区間

本調査結果で確認された鴨川沖の Fk1~Fk4 断層は一連の断層としては連続していないが、2km 程度の幅を持つ変形帯としては、活動区間として一連となる可能性がある(図 4-1)。また、陸域部との連続性については、石堂断層に連続しているように見える。

本調査結果で認められた Fk1~Fk4 断層は、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)に記載されている鴨川低地断層帯の直接的な延長部にはあたらないものの、

陸域部の鴨川低地断層帯も含めた断層帯の全長は 32km 以上となる。ただし、陸域における本断層帯南断層は南側隆起、海域部は北側隆起であり、形態的には一連とはなっていない。

(3) 平均活動間隔

本断層帯の海域部においては、複数回の活動に関する直接的な情報は得られておらず、平均活動間隔は不明である。

ただし、鴨川沖海域における本断層帯の長さが 11km 以上であり、この断層帯が陸域の鴨川低地断層帯から連続していると仮定すると 32km 以上の長さになる。この断層長から、松田他（1980）の経験式

$$D=0.1L$$

を用いると、断層全体における 1 回の活動に伴う変位量は 3.2m 以上と計算される。ここで L は 1 回の地震で活動する断層の長さ (km)、D は 1 回の活動に伴う変位量 (m) である。また、約 18,000 年前に形成された最終氷期最低海水準期の侵食面である A 層基底面の上下変位量は、KM4 測線の反射記録から約 19.5m と読み取れるが（図 4-3）、この断層の活動に横ずれ成分がある場合には、真の断層変位量はさらに大きなものとなる。従って、松田他（1980）の経験式から算出された一回の断層活動の変位量 3.2m 以上という値と、約 18,000 年前に形成された最終氷期最低海水準期の侵食面である A 層基底面の上下変位量約 19.5m を考慮すると、過去 18,000 年間に 6 回程度またはそれ以上の活動があったこととなり、活動間隔は 2,900 年程度またはそれ以下と推察される。

(4) 1 回の変位量

本断層帯の海域部においては 1 回の変位量に関する直接的資料は得られていない。また、本調査範囲の鴨川沖における KM4 測線に認められる Fk2 断層の海底面傾動の断層を挟んだ上下変位量約 12m は、堆積などの影響を考えると必ずしも 1 回の断層活動の変位量を反映しているとは言い切れない。

ただし、前述した(1)活動時期における議論と同様に、本断層帯が陸域の鴨川低地断層帯から連続していると仮定すると、松田他（1980）の経験式から算出された 1 回の断層活動の変位量は 3.2m 以上となる（図 4-3）。

(5) 平均変位速度

本断層帯の海域部においては、複数回の活動に関する直接的な情報は得られておらず、平均変位速度は不明である。

ただし、本調査範囲の鴨川沖における KM4 測線に認められる Fk2 断層の A 層基底における上下変位量は約 19.5m であり、約 18,000 年前に形成された最終氷期最低海水準期の侵食面に 19.5m の垂直変位が存在することになる。さらに、この断層の活動に横ずれ成分がある場合には、真の断層変位量はさらに大きなものとなる。従って、変位速度は約 1.1m/千年以上と見積もられる (図 4-3)。

4.3 評価のまとめ

【平均変位速度】

本断層帯の海域部においては、複数回の活動に関する直接的な情報は得られておらず、平均変位速度は不明である。

ただし、本調査範囲の鴨川沖における KM4 測線に認められる Fk2 断層の約 18,000 年前の最終氷期最低海水準期に形成された A 層基底における上下変位量が約 19.5m であることから、変位速度は約 1.1m/千年以上と見積もられる。

【活動時期】

音波速度を 1500m/sec. と仮定し、Fk2 断層における海底面傾動の上下変位量を計測すると約 12m となる。また、同様にして A 層基底面における上下変位量を計測すると約 19.5m となる。従って、少なくとも A 層基底面形成以降 A 層堆積中に累積性を有する活動が認められた。

【1 回の変位量】

本断層帯の海域部においては 1 回の変位量に関する直接的資料は得られていない。また、本調査範囲の鴨川沖における陸側に近い KM4 測線に認められる Fk2 断層の海底面傾動の断層を挟んだ上下変位量約 12m は、堆積などの影響を考えると必ずしも海底面の高低差が 1 回の断層活動の変位量を反映しているとは言えない。

ただし、本断層帯が陸域の鴨川低地断層帯から連続していると仮定すると 32km 以上の長さになり、この値を用いて松田他（1980）の経験式から計算される 1 回の活動に伴う変位量は 3.2m 以上となる。

【平均活動間隔】

本断層帯の海域部においては、複数回の活動に関する直接的な情報は得られておらず、平均活動間隔は不明である。

ただし、本断層帯が陸域の鴨川低地断層帯から連続していると仮定して、松田他（1980）の経験式から算出された 1 回の断層活動の変位量 3.2m 以上の値と、約 18,000 年前に形成された最終氷期最低海水準期の侵食面である A 層基底面の上下変位量約 19.5m を考慮すると、活動間隔は 2,900 年程度またはそれ以下となる。

【活動区間】

本調査範囲の鴨川沖において確認された活構造は、鴨川沖の Fk1～Fk4 断層からなる。これらの各地質構造は一連の地質構造としては連続していないが、2km 程度の幅を持つ変形帯としては、活動区間として一連となる可能性がある。また、陸域部との連続性については、断層の形態は異なるものの、海域部における変位量を考慮すると、陸域部と海域部は、全体が 1 つの活動区間として同時に活動する可能性がある。

本断層帯の調査結果を表 4-1 にまとめて示す。

文献

- 千葉県 (1999) : 「平成 10 年度 地震関係基礎調査交付金 鴨川低地断層帯に関する調査成果報告書」. 千葉県, 84p.
- 遠藤邦彦・石綿しげ子・堀伸三郎・中尾有利子 (2013) : 東京低地と沖積層-軟弱地盤の形成と縄文海進-. 地学雑誌, 112, 968-991.
- 古屋 裕・伊藤谷生・佐藤比呂志・平田 直・駒田希充・津村紀子・浅尾一己・荒井良祐・半場康弘 (2009) : 反射法地震探査による房総半島南西部内房沿岸の浅部地下構造. 地震研究所彙報, 84, 307-329.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) : 「鴨川低地断層帯の評価」
- 海上保安庁水路部(1984) : 5 万分の 1 沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告「鴨川湾」.
- 活断層研究会編 (1991) : 「新編日本の活断層-分布図と資料-」. 東京大学出版会, 437p.
- 熊木洋太 (1988) : 房総半島の完新世旧汀線からみた「大正型」関東地震の平均再来間隔. 地学雑誌, 97, 144-155.
- 松田時彦(1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 第 2 輯, 28, 269-283
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文 (1980) : 1986 年陸羽地震の地震断層. 東大地震研彙報, 55, 795-855
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一 (1981) : 鴨川地域の地質. 地質調査所, 107p.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) : 「活断層デジタルマップ」. 東京大学出版会
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松本秀明・菅沼 健 (1980) : 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動. 地理学評論, 53, 29-44.
- Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J.W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C. Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards,

- D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., Hogg, A. (2013) : IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon, 55, 1869-1887.
- 宍倉正展 (1999) : 房総半島における鴨川地溝帯北縁断層・南縁断層の変位地形と完新世の活動について. 活断層研究, 18, 23-30.
- 宍倉正展・原口 強・宮内崇裕 (2001) : 房総半島南西部岩井低地の離水海岸地形からみた大正型関東地震の発生年代と再来間隔. 地震, 53, 357-372.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・遠藤 毅・奈須紀幸他 (1995) : 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質 (第 2 版) 説明書. 特殊地質図(20), 地質調査所
- 山本修治・阿部信太郎・佐藤比呂志・古屋 裕・荒井良祐・津村紀子・伊藤谷生 (2013) : 房総半島南部太平洋側浅海域における海溝斜面盆地群の構造 : 2005・2007 房総南部浅海域高分解能反射法地震探査の成果. 活断層・古地震研究報告, 13, 75-110.
- 横田佳世子 (1978) : 房総半島南部東岸の完新世海岸段丘について. 地理学評論, 51, 349-364.