

駿河湾はどうやってできたか？

柴 正博*

How was the Suruga Bay formed?

SHIBA, Masahiro*

Abstract

This paper described how the Suruga Bay was formed based on the geology around and in the Suruga Bay. The gravel bed of the Negoya Formation was distributed on the summit of the Senoumi-Kita Bank in the Suruga Bay, and the gravels were supplied from the Abe River. It became clear from this that the Senoumi Basin relatively has subsided 900 m to the Senoumi-Kita Bank and the Udo Hill since the Negoya Formation beginning to deposit. Besides, there is erosional unconformity surface on the continental slope of Izu Peninsula, which was land during between the late Pliocene and the early Pleistocene. And Izu Peninsula upheaved in the time which the Negoya Formation deposited. From these things, the Senoumi Bank and the both side lands of the Suruga Bay have upheaved since about 400 thousand years before, and the sea level has risen gradually about 1,000 m simultaneously. As a result, the Senoumi Basin submerged and the Senoumi Bank was isolated. That is, the Suruga Bay was formed by the large upheaval movement of island arcs and the sea level rise about 1,000 m which took place since about 400 thousand years before.

Key words: Shizuoka, Senoumi, Udo Hill, Izu Peninsula, uplift, sea level rise

はじめに

駿河湾は日本一深い湾であり、その最大水深は湾口で約2,500mで、三保半島の東の湾奥でも1,500mの水深がある。駿河湾の海底には、その中央に南北方向に直線的にのびる深く幅の狭い溝地形が富士川河口沖まで入りこんでいる（図1）。

駿河湾は、その位置が本州の中央を縦断するフォッサマグナの西縁部にあり、東側に伊豆半島、北側に富士山、北西側に日本最大の隆起量をほこる赤石山地（南アルプス）がある。そして、その位置はいわゆるフィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界といわれ、駿河湾がどのようにできたかを解明することは、地質学の第一級の研究テーマとなっている。

筆者は、駿河湾の湾奥から西岸の地域に分布する新第三系と第四系の地質について40年以上調査してき

た。本稿では、これらの調査の結果から明らかになった駿河湾およびその周辺の地質と地形形成についての事実をもとに、駿河湾がどのように形成されたかを推定する。

駿河湾の地形

駿河湾の海底の中央にある、直線的に南北方向にのびる深くて幅の狭い溝地形は、一般に「駿河トラフ」とよばれている（海上保安庁、1994）。しかし、「トラフ」とは英語の飼葉桶という意味で、桶状すなわち舟底の形のものをさす。星野ほか（1982）がすでに指摘したように、南側に桶の壁がない駿河湾の溝状の地形に「トラフ」という名前を使用することは適切ではない。駿河湾の中央を南北方向にのびる溝状の地形について星野（1973）は「駿河湾中央水道」とよんでいる

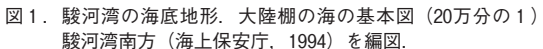
2015年10月24日受付、2016年5月3日受理

*東海大学自然史博物館

〒424-8620 静岡県静岡市清水区三保2389

Natural History Museum, Tokai University, 2389, Miho, Shimizu, Shizuoka, Shizuoka, 424-8620, Japan

E-mail: shiba@dino.or.jp



ことから、本稿ではこの溝地形を「駿河湾中央水道」または「中央水道」とよぶことにする。

駿河湾中央水道は、北側では富士川河口沖まで入りこんでいて、南の延長は南海トラフ（西南日本海溝）に連続する。駿河湾の伊豆側の海底は、内浦湾を除いて中央水道にむかって傾斜するほぼ一様の大陸斜面からなり、大陸棚外縁を示す傾斜の変わり目が不明瞭である。大陸斜面は、水深600~1,000m付近を境に、それより深い斜面では傾斜が急になる。そして、その傾斜の変わり目は、湾口部に近づくほど深くなる。

湾奥東部の内浦湾は、大陸棚の幅が約5 km あり、その外縁水深は120m 付近にある。その西側の富士川河口までの湾奥部には、大陸棚がみられず、大陸斜面は中央水道の北端の水深約1,500m にむかって急傾斜している。

三保沖から安倍川河口沖にかけての湾西岸は、大陸棚はあるが幅 1 ～ 5 km と狭く、大陸斜面は急で水深 500m 付近から緩やかな傾斜になるが、水深 1,000m 付近から中央水道にむかって急斜面となる。

安倍川河口の南側の大陸斜面と中央水道との間には、その頂上の水深が46mと69mのふたつの浅瀬があり、それは石花^{せのうみ}海とよばれる。石花海のふたつの高まり（堆）の北のものは北堆、南のものは南堆とよばれる。石花海の東側斜面は、水深2,000mの中央水道の海底にむかって急傾斜に落ち込み、その傾斜は20～30°である。

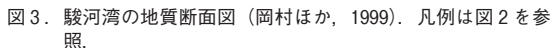
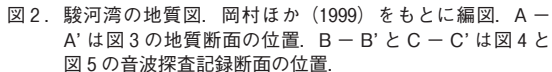
石花海の西側斜面と駿河湾西岸の大陸斜面との間には最大水深が約900mの石花海海盆があり、それは安倍川河口沖から大井川河口沖の南にかけて南北にのびたトラフ状の地形をしている。石花海の北には石花海海盆から中央水道につながる東西方向の狭い海底峡谷がある。

大井川河口の南側から御前崎にかけては100～120mの深さの大陸棚が発達し、御前崎から南～南東方向にのびて水深90mの御前崎海脚を形成する。

駿河湾の海底地質

駿河湾の海底を構成する地層について、岡村ほか(1999)に従って説明する。図2にその地質図を、図3に地質断面図を示す。それによれば、駿河湾の西側の海底は下位から石花海層群と焼津沖層群の2つの地層からなり、東側の伊豆半島の海底は基盤岩の上に土肥沖層群と賀茂沖層群が重なる。

西側の石花海層群は石花海をおもに構成し、採集された泥層の微化石からその大部分が約40万～90万年前



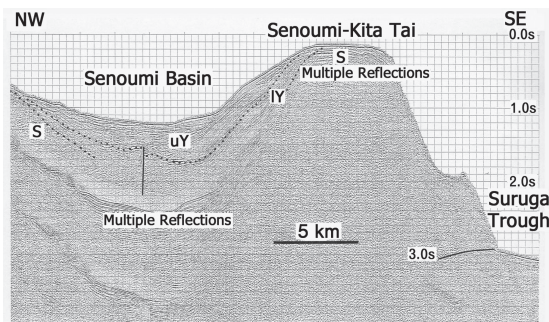


図4. 石花海北堆の音波探査記録（岡村ほか，1999）．図2のB－B'断面．凡例は図2参照．

の更新世前期～中期の時代に堆積したと推定される．図4に石花海北堆の音波探査記録を示す．石花海層群の上位に重なる焼津沖層群下部層は20万～40万年前の時代に堆積したと推定される．また，岡村ほか（1999）は，石花海層群の堆積後に石花海が隆起したと述べている．

駿河湾の東側について，岡村ほか（1999）は，基盤岩と土肥沖層群の一部を伊豆半島に広く分布する中新世後期～鮮新世に堆積した白浜層群に対比し，賀茂沖層群は西側の焼津沖層群と同じ時代の堆積物とした．すなわち，駿河湾の伊豆半島側では石花海層群と同じ時代の地層がない．

また，土肥沖層群と基盤の上面は陸上での浸食面であり，その浸食面は東側が高く西側に傾いていて，賀茂沖層群下部層に不整合におおわれている．図5に示した伊豆側大陸斜面の音波探査記録でもこの浸食面は明瞭である．このことは，駿河湾の伊豆半島側は，西側で石花海層群が堆積していた時代に陸上であり，その後東側が隆起して西側が沈水したことになる．

小山ほか（1992）は，しんかい2000での潜航観察で，水深1,650mで火山岩類上に浸食平坦面があり，それを石灰質砂岩とシルト岩が不整合におおうことを確認した．そして，その石灰質砂岩は水深30～100mで堆積した第四紀のもので，シルト岩は水深1,000～2,000mの環境で27万～46万年前に堆積したことから，浸食面の形成が100万～300万年前に行われたと推定した（小山ほか，1992）．

駿河湾周辺の地質

駿河湾もふくめた駿河湾周辺地域の地質層序を図6に，その地質図を図7に示す．

駿河湾東側の伊豆半島の地質については小山（1986）に従う．伊豆半島全域には中新世中期に堆積した変質した海底火山の岩石からなる仁科層群および湯ヶ島層群と，その上位に中新世後期～鮮新世に浅い

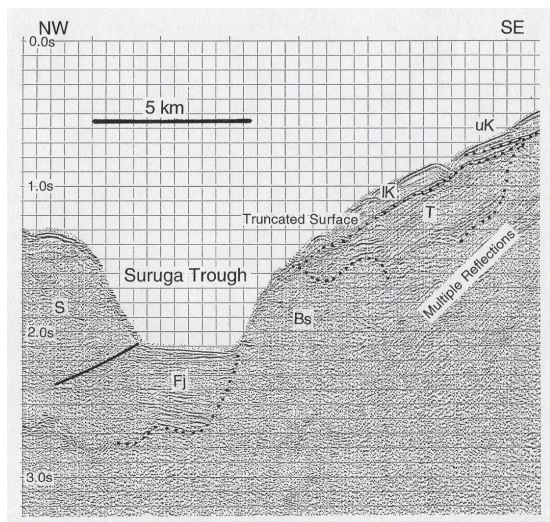


図5. 伊豆大陸斜面の音波探査記録（岡村ほか，1999）．図2のC－C'断面．賀茂沖層群下部層基底の不整合．凡例は図2参照．

海底で堆積した火山岩や凝灰岩からなる白浜層群が広く分布する．その上位には，半島北部地域に更新世前期～中期のファンデルタの地層と陸上火山の噴出物が分布し，それらは熱海層群とよばれる．熱海層群は，下位から横山シルト岩層，大野礫岩層，宇佐美火山および多賀火山の噴出物からなる．その後の更新世後期～完新世に，半島北東部で東伊豆単成火山群が活動した．

なお，内浦湾の大陸棚外縁には *Mizuhopecten tokyoensis* を含む泥層が分布し，柴ほか（1993）はそれを内浦湾層として更新世前期の地層とした．しかし，内浦湾層は産出化石から駿河湾西岸の有度丘陵に分布する根古屋層に対比できることから，更新世中期の地層と考えられ，岡村ほか（1999）の賀茂沖層群下部層に対比できる．

伊豆半島の北側には更新世中期～完新世に活動した箱根火山があり，そのさらに北側には更新世前期～中期に海底扇状地からファンデルタに堆積した足柄層群が分布する．駿河湾の湾奥東部には，更新世中期に活動した愛鷹火山とおもに更新世後期～完新世に活動した富士山がある．

駿河湾湾奥の富士川の西側には，南北方向の断層に境されて西から東に古い時代から新しい時代の新第三系から第四系が分布する（柴，1991）．

富士川河口の西側には，更新世前期～中期にファンデルタに堆積した庵原層群が分布し，その西側に入山断層に境されて鮮新世に海底チャネルや海底扇状地に堆積した浜石岳層群が分布する．その西側には田代峠

地質時代		万年前	MIS	磁極	地 域								堆積過程
					御前崎ー掛川	静 岡	身 延	駿河湾西部	駿河湾東部	伊豆半島	丹沢・足柄		
第四紀	更新世	後期	1		沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	①	
			2		白羽段丘	低位段丘	低位段丘			低位段丘		②	
			3										
			4		笠名段丘	国吉田層							
			5		牧ノ原層 京松原層	小鹿層		焼津沖層群 上部層	賀茂沖層群 上部層		駿河礫層		
		中期	6		古谷層	草薙層						③	
			7			久能山層							
			8		坂部原礫層	根古屋層		焼津沖層群 下部層	賀茂沖層群 下部層	内浦湾層			
			9										
			10		高根山礫層								
	前期	11									④		
		12	小笠原層群	袋井層	庵ノ田層	石花海層群		熱海層群	多賀火山	足柄層			
		13			岩淵層							塩沢層 上部	
		14											
		15											
		16		可睡層				宇佐美火山					
		17											
		18		大須賀層	蒲原層			大野礫岩層					
		19											
		20		曾我層					横山シルト岩層				
第三紀	新世	21	掛川層群	土方層 上内田層						瀬戸層			
		22		東横地層 富田層	濱石岳層群	曙層群	平須層	土肥層群		日向層			
		23		萩間層		中山層							
		24		勝間層		川平層							
		25											
	中新世	26									⑤		
		27											
		28											
		29											
		30											
第三紀	後期	31									⑥		
		32											
		33											
	中期	34	相良層群	比木層 大寄層 菅ヶ谷層		富士川層群	飯富層 身延層 しもへ層		音響基盤		落合層		
		35											
		36											
		37											
新世	38									⑦			
	39												
	40												

図 6. 駿河湾周辺地域の地質層序。MIS：海洋酸素同位体ステージ、堆積過程の①～⑦：①沖積層、②段丘堆積物、③ファンデルタ堆積物、④更新世前期～中期のファンデルタ堆積物と陸上火山、⑤鮮新世～更新世前期の浅海または海底扇状地堆積物、⑥中新世後期の海底扇状地堆積物、⑦中新世前期～中期のグリーンタフ堆積物。御前崎-掛川地域については柴（2005）と柴（2013a）に加筆・改編、静岡地域は柴（1991）に加筆・改編、身延地域は柴ほか（2013b）に加筆、駿河湾西部と東部は岡村ほか（1999）、伊豆半島は小山（1986）に加筆、足柄地域は今永（1999）に加筆し作成した。

断層に境されて中新世後期に海底扇状地に堆積した静岡層群が分布し、その西側には静岡-韮崎構造線に境されて中新世中期に海底での火山活動で形成された竜爪層群が分布する。そしてさらにその西側には、十枚山構造線に境されて古第三紀の海底扇状地に堆積した瀬戸川層群が分布する。

また、静岡平野の東南側の海岸沿いには有度丘陵があり、そこには更新世中期～後期にファンデルタで堆積した根古屋層、久能山層、草薙層、小鹿層が下位から順に分布する（近藤，1985）。

大井川から西側の御前崎-掛川地域には、中新世後期に海底扇状地に堆積した相良層群が海岸線にそって分布し、その西側に鮮新世～更新世前期に海底扇状地

に堆積した掛川層群が分布する（柴，2005）。そしてその南西側の小笠原地域に、約40万年～180万年前の更新世前期～中期にファンデルタで堆積した小笠原層群が遠州灘に面して分布する（柴ほか，2013a）。柴ほか（2013a）によると、小笠原層群は約180万年前から赤石山地の隆起にともない堆積が開始されるが、特に約100万年前から大量の礫がファンデルタを形成して大陸斜面を埋積し、約60万年前以降には小笠原山地に扇状地が広がった。

有度丘陵の地層とその形成

有度丘陵は、今から約8万年～30万年前の安倍川のファンデルタの堆積物で構成されている（柴ほか，

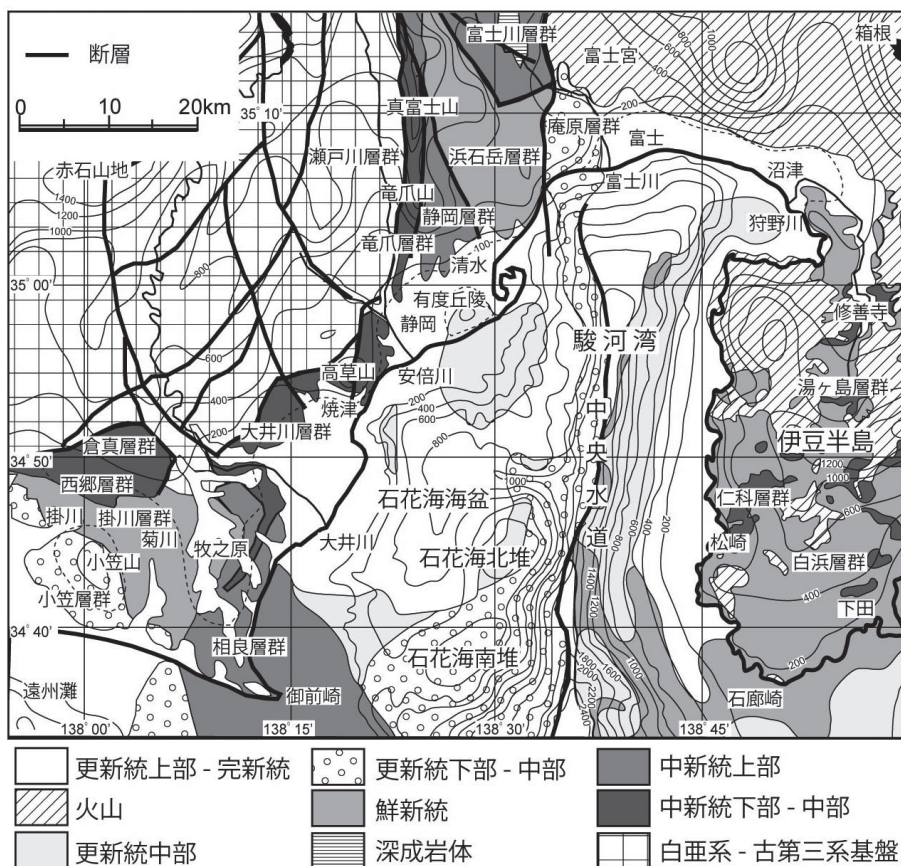


図 7. 駿河湾周辺地域の地質図。

2012)。それらは下位から、根古屋層の安居礫部層、古宿礫部層、中平松礫部層、久能山層、小鹿層からなり、有度丘陵では多量の礫が堆積した5回の主要なファンデルタが発達している。小鹿層を除く各ファンデルタの発達後には、海水準上昇により深い海底や内湾に泥層が堆積した。

これらの有度丘陵にみられるファンデルタの発達と衰退は、相対的な海水準変化としてもとらえられ、有度丘陵の根古屋層から小鹿層までの層序と、海水準の相対的な変化曲線を図8に示す。この有度丘陵で認められた海水準曲線は、酸素同位体曲線とよく対応する(柴ほか, 2012)。

各ファンデルタの発達後の海水準上昇期に堆積した泥層にふくまれる貝や有孔虫の化石などから、古宿礫部層と中平松礫部層の堆積後に起こった海水準上昇はそれぞれが少なくとも200m以上あったと推定できる。

多量な粗粒堆積物を供給し堆積した有度丘陵のファンデルタは、陸側の大規模な隆起にともなって形成されるもので、ファンデルタの形成を単純な海水準降下

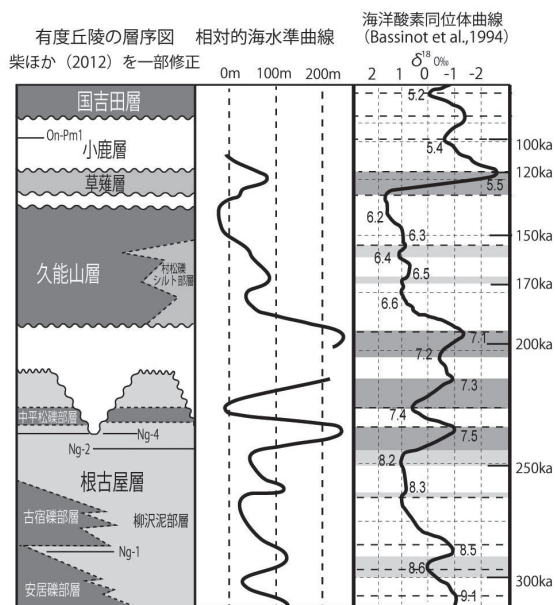


図 8. 有度丘陵の根古屋層から小鹿層までの層序と海水準曲線 (柴ほか, 2012を改編)。

では説明できない。したがって、ファンデルタ形成期の相対的な海水準降下は、陸側の隆起量の増加と考えることができる。一方、有度丘陵の地層にみられた相対的な海水準上昇は、陸側の大規模な隆起期であることから海側の沈降とは考えにくく、海水準そのものの上昇ととらえることができる。すなわち、有度丘陵で認められた海水準の降下は、隆起によるみかけの曲線であり、海水準は連続して上昇したものと考えられる。

これらのことから、有度丘陵の地層が堆積した時期に起こった海水準上昇量は、単純にそれらを加えただけでも900m以上と推定できる。すなわち、有度丘陵のファンデルタが堆積した時には、それらを形成させた大規模な隆起と海水準上昇が断続的に6回起こり、その海水準上昇量は900m以上におよんだと考えられる。

石花海北堆の礫と石花海海盆の形成

有度丘陵の南東沖には、水深900mの石花海海盆の深みを隔てて、石花海北堆がある。この石花海北堆の斜面と頂上には、礫層が分布する。

柴ほか（1991）によれば、石花海北堆の水深57mの山頂の1点と、水深540～1,220mまでの北側斜面の3点で礫が採集され、山頂の採集点では砂岩と泥岩など堆積岩の礫が94.5%ふくまれ、北側斜面の3点では砂岩と泥岩の礫が約85%ふくまれていた。そして、これらの採集点で得られた砂岩と泥岩の礫以外の礫は、安倍川の東側にある竜爪山から真富士山に分布する竜爪層群のアルカリ玄武岩や流紋岩質凝灰岩などの特徴的な岩石の礫であった。

図9に駿河湾西岸と石花海北堆の礫層および河川や海岸の礫種組成を示す。現在の安倍川の礫種組成は、砂岩と泥岩など堆積岩の礫が約93～99%ふくまれ、その他に竜爪層群の特徴的な岩石の礫をふくむ特徴がある（柴ほか、1994）。石花海北堆の礫層の礫種構成は、安倍川と有度丘陵の礫層の礫種組成とほぼ同じであり、このことから石花海北堆の頂上の礫は、石花海海盆が形成される以前に安倍川から供給されたと考えられる（柴ほか、1991）。

石花海北堆の頂上付近の水深152mからは、根古屋層にもふくまれる *Mizuhopecten tokyoensis* の化石が発見されていて（Habe, 1958）、岡村ほか（1999）は微化石から石花海層群の大部分が約40万～90万年前の更新世前期～中期に堆積し、その上位の焼津層群下部層は20万～40万年前に堆積したとした。すなわち、石花海層群は小笠層群や庵原層群に相当し、焼津層群下部層は根古屋層に対比される（図6）。

これら石花海北堆を構成する石花海層群と焼津層

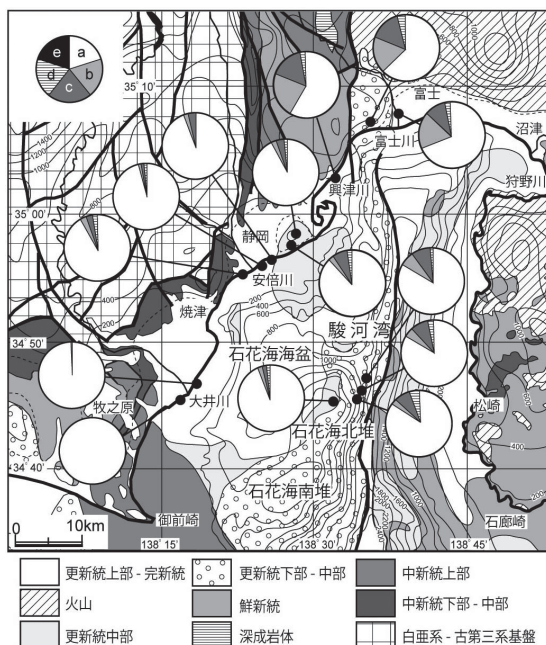


図9. 石花海北堆とその周辺の礫層や河川礫の礫種組成。柴ほか（1991）をもとに編図。a—e: 礫の組成（a: 砂岩・泥岩, b: 凝灰岩, c: 火山岩, d: 深成岩, e: その他）。

群下部層には礫層がふくまれていて、その礫層の礫は安倍川から供給されたことが明らかになった。すなわち、石花海北堆を構成する石花海層群は約40万～90万年前の更新世前期～中期に安倍川のファンデルタとして堆積し、その上位の石花海北堆の山頂の礫層（焼津層群下部層）は、約40万年前の安倍川ファンデルタとして形成されたと考えられる。この山頂部の礫層は、根古屋層の最下部層に相当すると思われる。

したがって、かつての安倍川がこの礫を石花海北堆に運んでいたところ、現在の安倍川の河口と石花海北堆の間の水深約900mの石花海海盆はなく、安倍川が石花海北堆付近で駿河湾に注いでいたと推定できる。そして、約40万年前に安倍川が石花海北堆に礫層を堆積させた直後から、石花海海盆は石花海北堆と有度丘陵側の大陸斜面に対して相対的に沈降して現在の水深になったと考えられる。

駿河湾の形成過程

石花海北堆の山頂部の礫層が根古屋層にあたることから、石花海海盆は根古屋層が堆積し始めて石花海北堆と有度丘陵に対して900mも相対的に沈降したことになる。また、伊豆半島側の大陸斜面にみられる浸食不整合は、この水深がかつて陸上だったことを示していて、それが100万年前以降に浅い海底となり、根古屋層が堆積した時代には深い海底となり、伊豆半島の

大陸斜面が西側に傾きながら、半島の東側が隆起したと考えられる。さらに、この時代には有度丘陵では、ファンデルタを形成した大規模な隆起と海水準上昇が断続的に起こり、海水準上昇が累積して900m 以上におよんでいる。

このことは、約40万年前から駿河湾の東西両側の陸地は隆起し、同時に石花海盆と伊豆半島の大陸斜面が900m 以上も相対的に沈降したことを示している。この石花海盆と伊豆半島大陸斜面の相対的な沈降は、有度丘陵のファンデルタの地層の堆積過程で示された900m 以上の海水準上昇による沈水と考えられる。

すなわち、約40万年前以降に、駿河湾両岸の陸側と石花海北堆は隆起して、それと並行して海水準も約1,000m 上昇した。そのため、石花海盆と伊豆半島の大陸斜面は、隆起に取り残されて上昇する海水準に対して沈水したと考える。

同様の駿河湾形成説は、すでに星野（1973）によって提唱されている。星野（1973）は更新世初期～中期のあいだに大規模な地殻変動が起こり、同時に海水準も1,000m 上昇したとした。しかし、それは更新世初期～中期ではなく、更新世中期の約40万年前から起こったと筆者は考える。

600万年前の中新世末期に、海水準は今よりも2,000m 低い位置にあり、駿河湾は湾の形をなしていなかった（星野，1973）。そして、中新世末期の大隆起の時期にはそのほとんどは陸域だったと考えられる。

400万年前の鮮新世初めには、現在の中央水道を境に伊豆半島側では浅い海での活発な火山活動によって白浜層群が堆積し、西側では南北方向の深い海海底チャネルに砂礫が堆積して浜石岳層群が形成された（図10）。この中央水道を境にした東西のちがいは、東側の伊豆－小笠原弧と西側の西南日本弧という構成の異なった2つの陸塊の性質によるものであろう。

鮮新世に起こった汎世界的な地殻の隆起は、陸地だけでなく大洋底も隆起させて、鮮新世～更新世前期の間に約1,000m の海水準上昇をもたらした。

鮮新世後期には伊豆半島の陸塊は隆起して陸上となり陸上浸食面が形成された。そして、約100～180万年前に伊豆半島の北側には海が浸入し、熱海層群の横山シルト岩層とその後のファンデルタで大野礫岩層が堆積した。

中央水道の西側は後期鮮新世にはほとんど堆積が行われず、約180万年前の更新世前期になり、駿河湾西岸の大規模隆起により、赤石山脈から安倍川によって運ばれた砂礫によってファンデルタが形成された。とくに100万年前以降には、そのファンデルタは、駿河

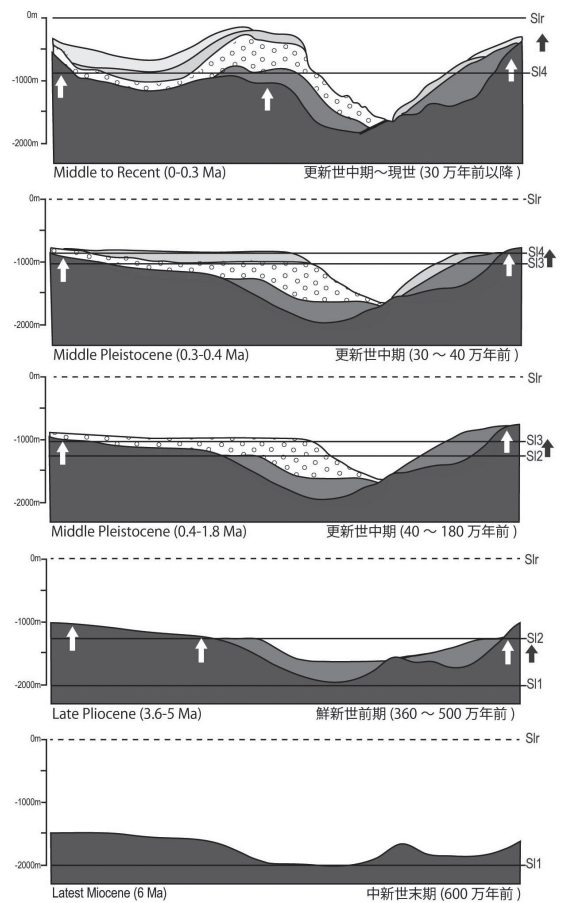


図10. 駿河湾の形成モデル。Slr: 現在の海水準、Sl1: 中新世末期（6 Ma）の海水準、Sl2: 鮮新世前期（3.6～5 Ma）の海水準、Sl3: 更新世中期の海水準（0.4～1.8Ma）、Sl4: 更新世中期の海水準（0.3～0.4Ma）。

湾の東側が陸だったことから石花海北堆までの海底を埋め立てていき、約40数万年前には広い扇状地が形成された。その海底を埋め立てられた地層が石花海層群にあたる。

そして、約40万年前から起こった陸側の隆起により根古屋層の最下部のファンデルタが石花海北堆の頂上に形成され、その直後に起こった海水準上昇と、石花海北堆と駿河湾西岸の大陸斜面の隆起によって、石花海盆は沈水して石花海北堆は孤立した。この石花海北堆と駿河湾両側の陸側の大隆起と、それと並行した段階的な約1,000m におよぶ海水準上昇により、石花海盆と中央水道は隆起からとり残されて深い海底となった。

約30万年前以降には、有度丘陵に根古屋層と久能山層が堆積した。そのファンデルタは、有度丘陵の南西側から北東側に傾いて広がり、久能山層の堆積後も有度丘陵の南側はさらに上昇して北側に傾く丘陵が形成

された。

約40万年前以降に起こった駿河湾とその周辺の大隆起運動と海水準の1,000mにおよぶ上昇によって、駿河湾とそれを取りまく山地の地形のほとんどが形成された。そして、それと同時に日本列島の島弧とその大陸斜面も形成された。この約40万年前以降に起こった地殻の大隆起と海水準の1,000mにおよぶ上昇を引き起こした地殻の構造運動を本稿で新たに「有度変動」とよぶ。

大陸斜面はいつできたか

有度変動の前の時代、すなわち石花海層群や小笠層群、庵原層群の堆積した時代にも、地殻は大規模に隆起して、陸上では山地が形成された。そして、隆起した山地が浸食されて大量の砂礫が河川を流下して大規模なファンデルタが形成され、海底を埋積して陸地をひろげていった。そのころの河口や海岸は、大陸斜面の前面まで達するところがあり、そのようなところでは大陸斜面が堆積物で埋積され、海溝付近まで大量の土砂が堆積した。この石花海層群や小笠層群を堆積させた40万～180万年前に起こった大規模隆起と大陸斜面を埋積させた構造運動を、本稿では新たに「小笠変動」とよぶ。

本稿で有度変動とよんだ約40万年前以降の地殻の大規模隆起と平行して海水準が約1,000m上昇した地殻変動により、海側は沈水して陸地から海溝にかけての大陸斜面が形成された。

井内ほか(1978)は、紀伊水道の上部大陸斜面から深海平坦面までの音波探査記録をもとに、更新世中期はじめの六甲変動最盛期に、海域でも陸域と同じような構造運動があり、現在の上部大陸斜面が形成されたと述べた。これは、この地域の最上部層が、現在の地

形に調和的に海盆に水平に堆積しているにもかかわらず、それ以下の地層が上部大陸斜面の地形と不調和に分布していることと、最上部層の年代が更新世中期以降と推定されたことによる。このように、更新世中期から1,000m以上の落差をともなう構造運動が、駿河湾だけでなく紀伊水道の上部大陸斜面でも起こっていたことになる。

図11は、海底掘削船「ちきゅう」で行われた紀伊半島の南東側にある熊野灘沖の深海平坦面の掘削結果と音波探査記録(Saffer *et al.*, 2010)に、筆者が駿河湾周辺の地層に対比して地層名を加えたものである。熊野灘沖の深海平坦面は、南海トラフの陸側外縁隆起帯の内側に発達した前弧海盆にあたる。同様の地形は、南海トラフの陸側沿いにみられ、その北端に位置する石花海と石花海海盆はそれぞれが外縁隆起帯と前弧海盆に相当する。

図11の反射面UC2から下位の層は、中新世後期の地層で駿河湾周辺では相良層群にあたる。その上に重なる約180万年前までの地層が掛川層群に相当し、その上位の反射面UC1(50万年前)までの地層がほぼ小笠層群に相当する。そして、その上に重なる地層が根古屋層から現在までの地層に相当すると推定できる。

熊野灘沖の深海平坦面では、約40～180万年前に堆積した小笠層群相当層が厚く堆積しているが、これはその時代に赤石山地をはじめ日本列島の大規模な隆起により、大量の堆積物が海溝(南海トラフ)近くまで運ばれたためである。小笠層群相当層が北側に傾斜し上位の地層ほど北側の地層が厚いことから、その地層が堆積している時期に南側が上昇しながら地層が北側に堆積していったことが考えられる。

この深海平坦面は水深2,000mにあり、根古屋層に

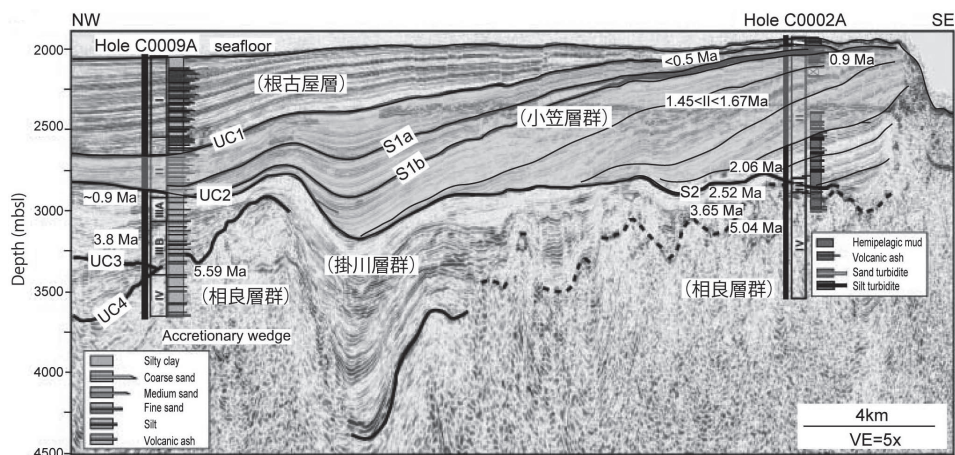


図11. 熊野灘沖の深海平坦面の掘削結果と音波探査記録 (Saffer *et al.*, 2010) の解釈。

相当する更新世中期の地層は、図11の北西（左）側が最も厚く、600mの層厚をもち、現在の海底地形と調和的に分布する。しかし、その下位の小笠層群に相当する地層は、層厚が厚い部分が古い時代の地層ほど南東（右）側にずれて、現在の地形とは不調和な分布をする。

これらのことから、紀伊半島の下部大陸斜面でも上部大陸斜面と同じように、大陸斜面の形成は約50万年前以降の更新世中期、おそらく40万年前以降に形成されたと考えられる。反射面 UC1 と南東側の下部大陸斜面の地形を連続させると、水深は2,000m 低いが、石花海海盆と石花海の地形断面と類似する。深さまたは高さは異なるが、海底や陸上でこのような隆起運動が約40万年前以降に行われたことを示すものと思われる。すなわち、現在の地形は陸上でも海底でも、約40万年前以降に起こった有度変動によって形成されたことになる。

このように、島弧や大陸斜面の形成にかかわる地球の活動は、約40万年前以降からの地殻の隆起と海水準の上昇によって、最終的に形づくられたものと考えられる。中田（1984）によれば、ヒマラヤ前縁帯の隆起の開始時期は約40～50万年前で、その年平均隆起量は約3～4 mm と推定され、この年平均隆起量は赤石山地の隆起量（檀原，1971）と同じである。

また、藤田（1983）は、更新世中期以降に急上昇を始めた山地と海水準の上昇によって、山地とそれに接する浅海域となった構造盆地との合作で、山麓扇状地とデルタとの短絡的結合が巨大な堆積面をつくりあげたと述べている。すなわち、本稿で有度変動とよんだ約40万年前以降に起こった急激な地殻の隆起と1,000m におよぶ海水準上昇によって、山麓扇状地とデルタの形成が行われ、現在の地形がほぼ完成されたことになる。

まとめ

本稿では、駿河湾の海底およびその周辺の地質から、駿河湾がどのように形成されたかを述べた。

駿河湾の石花海北堆の山頂部には根古屋層の礫層が分布し、その礫は安倍川から供給された。このことから、根古屋層が堆積し始めて石花海海盆が石花海と有度丘陵に対して相対的に900m 沈降したことが明らかになった。また、伊豆半島側の大陸斜面には浸食不整合があり、この海底が鮮新世後期～更新世前期にかけて陸上であり、根古屋層が堆積した時代に伊豆半島は西側に傾きながら東側が隆起した。有度丘陵では根古屋層の堆積時に、ファンデルタを形成した大規模な隆起と海水準上昇が断続的に起こり、海水準が累積して900m 以上上昇した。

これらのことから、約40万年前から石花海と駿河湾兩岸の陸側が隆起して、同時に海水準が段階的に約1,000m 上昇したと考える。その結果、石花海海盆は沈水して石花海北堆は孤立し、石花海海盆と中央水道は隆起からとり残されて深い海底となった。

約40万年前以降に起こった島弧の大隆起運動と海水準の1,000m におよぶ上昇、すなわち「有度変動」によって駿河湾とそれを取りまく山地と現在の駿河湾の地形のほとんどが形成し、同時に日本列島の島弧とその大陸斜面も形成された。

引用文献

- Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J. and Lancelot, Y. (1994) The astronomical theory of climate and age of the Brunhes - Matsuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Letter*, 126, 91-108.
- 檀原 毀（1971）日本における最近70年間の総括的上下変動. 測地学会誌, 17, 100-108.
- 海上保安庁（1994）大陸棚の海の基本図（20万分の1）駿河湾南方（no. 6639）, 水路協会, 東京.
- 近藤康生（1985）静岡県有度丘陵の上部更新統の層序. 地質学雑誌, 91, 121-140.
- 小山真人（1986）伊豆半島の地史と足柄・大磯地域の更新世. 月刊地球, 8, 743-752.
- 小山真人・新妻信明・狩野健一・高木圭介・内村竜一・吉田智治・唐沢 譲・田邊裕高（1992）駿河トラフ伊豆側斜面の地質とテクトニクス—「しんかい2000」第579潜航の成果—, 海洋科学技術センター試験研究報告, 第8回しんかいシンポジウム報告書, 145-161.
- 岡村行信・湯浅真人・倉本真一（1999）駿河湾海底地質図説明書. 海洋地質図 52, 地質調査所.
- Habe, T. (1958) Report on the Mollusca chiefly collected by the S. S. Soyo-Maru of the imperial fisheries experimental station on the continental shelf bordering Japan during the year 1922-1930, part 3. Lamelibranchia (1). *Publ. Seto Mar. Biol. Lab.*, 6, 241-279, pls. 11-13.
- 星野通平（1973）駿河湾の形成と中央構造線. 杉山隆二（編）中央構造線, 277-287, 東海大学出版会, 東京.
- 星野通平・伊津信之介・花田正明・安間 恵（1982）駿河湾・石花海の地質. 東海大学紀要海洋学部, 15, 109-121.
- 藤田和夫（1983）日本の山地形成論 地質学と地形学の間. 蒼樹書房, 東京, 466p.
- 今永 勇（1999）足柄層群の構造. 神奈川県博調査報告（自然）, 3, 41-56.

- 井内美郎・奥田義久・吉田史郎（1978）紀伊水道南方の滋上部大陸斜面成立時期. 地質学雑誌, **84**, 91-93.
- 中田 高（1984）1. ヒマラヤと日本海溝の間－序によせて－. 藤田和夫（編）アジアの変動帯－ヒマラヤと日本海溝の間－, 海文堂, 東京, 1-4.
- Saffer, D., McNeill, L., Byrne, T., Araki, E., Toczko, S., Eguchi, N., Takahashi, K. and the Expedition 319 Scientists (2010) Expedition 319 summary. *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*, 319, 1-46.
- 柴 正博（1991）南部フォッサマグナ地域南西部の地質構造－静岡県清水市および庵原郡地域の地質－. 地団研専報, 40, 1-98.
- 柴 正博（2005）2.2 静岡, 掛川地域の新第三系・下部更新統. 日本の地質増補版, 共立出版, 132-136.
- 柴 正博・廣瀬祐市・延原尊美・高木克将・安田美輪・富士幸祐・中村光宏（2013b）富士川谷新第三系, いわゆる静川層群の層序と軟体動物化石群集. 地球科学, **67**, 1-19.
- 柴 正博・久松由季・岡崎宏美・渡邊 徹・柴 博志（2012）静岡市有度丘陵に分布する中部更新統根古屋層の有孔虫化石群集と堆積環境の変遷. 海・人・自然（東海大博研報）, 11, 23-41.
- 柴 正博・伊津信之介・根元謙次（1991）駿河湾, 石花海北堆の礫の起源. 地団研専報, 38, 11-18.
- 柴 正博・大迫崇史・立間愛里・正守由季・唐木 亮（2013a）静岡県小笠丘陵のファンデルタ堆積物の堆積過程. 日本地質学会第120年学術大会講演要旨, 265.
- 柴 正博・森田端祐・藪 一典（1994）駿河湾西岸における海浜礫の移動. 東海大学紀要海洋学部, 37, 147-167.
- 柴 正博・弓矢勝彦・根元謙次（1993）駿河湾北東部内浦湾の音響基盤の年代. 東海大学海洋研究所報告, 14, 55-63.