

b. 土地の調査状況および関係各機関への交渉状況と成果

(1) 発震施設予定地

鹿児島県霧島市隼人町周辺

(2) 試験観測予定地

鹿児島県始良市蒲生町 住吉池

ここでは図 1.2-2-60 に示された連続反射法探査の想定領域のうち発振点候補地と試験観測予定地に対して既存の地質情報等を収集し b-1～b-5 項で整理する。また、b-6 項では試験観測に係わる諸機関の調査について記述し、b-7 項では試験観測予定地である住吉池において行った予備調査について報告する。整理の結果を踏まえて発振点候補地と発振実験候補地を絞り込むと共に予備調査を行った結果について述べる。



図 1.2-2-60 連続反射法発振点候補地と実験発振点。A は発振点候補地（霧島市隼人町周辺）を、B は発振実験候補地（始良市蒲生町住吉池）を示す。地理院地図に加筆した。

b-1 発震予定地周辺の地質情報整理

地質情報の整理においては、b-2 項でまず広域テクトニクスとして九州南部地域の構造発達史と火山噴火史を整理し、b-3 項では既往文献に基づき予定地周辺のよりローカルな地質情報について詳細にまとめた。b-4 項は、こうした当該地域の表層地質の影響に伴う

弾性波の減衰に関して、N 値と減衰特性の関係についてまとめた。b-5 項では、隼人町周辺で実際にガンピットを掘削する際の作業に関して、掘削底面の破壊現象や地下水の影響等について整理した。

#### b-2 九州南部地域及び始良カルデラ周辺の地形・地質的背景

始良カルデラが位置する九州南部地域は、後期白亜紀～新第三紀初期に形成された四万十帯の付加コンプレックスからなる基盤と、それらを不整合に覆う浅海成～陸成の被覆層から構成されている。こうした堆積物層に加え、巨大なカルデラを伴う火山活動によるマグマの貫入や火山噴出物が広域にわたり分布している。本地域には、フィリピン海プレートの沈み込みに伴い北東—南西方向に延びる火山フロントが発達しており、この火山フロントに沿うように幅 20～30km、長さ約 150km におよぶ鹿児島リフトが形成されている（内村ほか、2014；図 1.2-2-61）。鹿児島リフト内には、小林カルデラ、加久藤カルデラ、始良カルデラ、阿多カルデラ、鬼界カルデラ、霧島火山群、若尊カルデラ、桜島、池田カルデラなどが列をなしている（内村ほか、2014）。鹿児島リフトのリフティング開始は 3Ma 頃とされ、現在の鹿児島湾から南西へと続く沈降域が形成された（早坂、1987）。

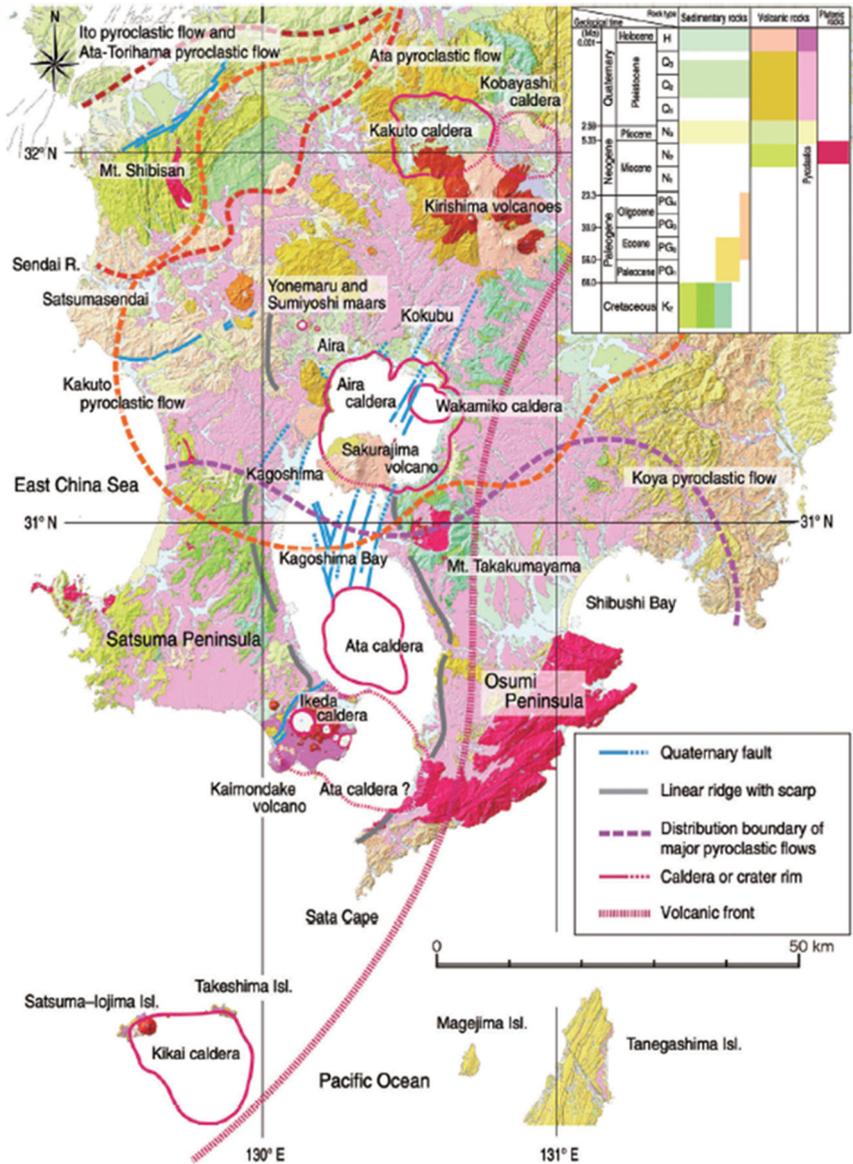


図 1.2-2-61 九州南部地域の地質構造 (内村ほか、2014)

鹿児島湾は上述のような火山性地溝に海水が浸入して形成されたものであり（露木、1969）、3Ma 頃からの玄武岩から流紋岩までの多様なマグマが噴出する火山活動を伴いながら現在に至る（Kaneoka et al., 1984；周藤ほか、2000；小林、2014）。始良カルデラは鹿児島湾北部に存在し、直径 20km の規模をもち、29ka に生じた最後のカルデラ噴火では南九州一帯に広大な火砕流台地を形成した（図 1.2-2-62）。カルデラ地形の東西両側の輪郭は、鹿児島地溝の断層に規制された崖～急傾斜地となる。始良カルデラの南縁には後カルデラ火山である桜島火山が存在し、カルデラ北東部には若尊カルデラと呼ばれる水深 200m の窪地が認められている。

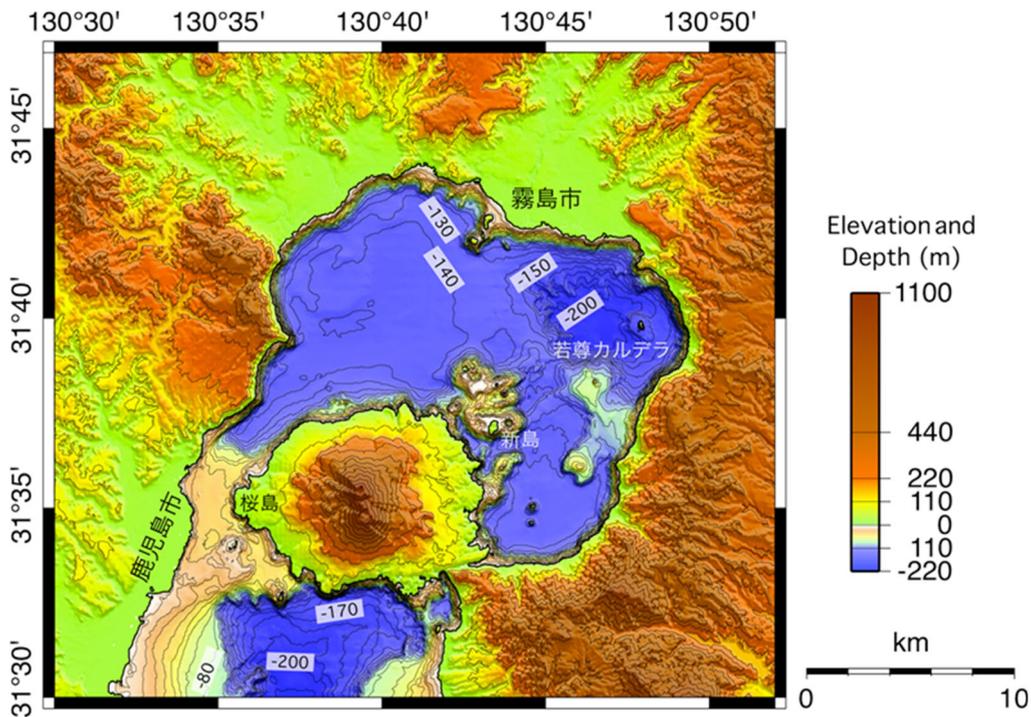


図 1.2-2-62 始良カルデラ周辺の地形。

(<https://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/kaiyo28-2.htm>)。

始良カルデラ周辺の構造発達史ならびに火山噴火史に関して、既存研究結果に基づき以下にまとめる。

**【1～0.1Ma】**

1Ma 頃、最初の陥没が生じ鹿児島湾北部への海の浸入が開始し、国分層群で代表される汽水～浅海域が鹿児島湾湾奥に出現した（内村ほか、2014）。0.8Ma 頃、始良カルデラ火山を含む鹿児島地溝（露木、1969）の噴火活動は活発化した（宇都ほか、1997）。0.6Ma 頃、海岸に下門火砕流が流入し堆積した（内村ほか、2014）。0.5Ma 頃、安山岩や玄武岩の溶岩が噴出し、小林火砕流が国分層群の上に堆積した（佐藤ほか、2000）。0.5～0.4Ma 頃、内湾～浅海堆積物である花倉層や小田山層が堆積した。0.5～0.1Ma 頃、始良カルデラ起源ではない、樋脇（下門）・小林・加久藤・鳥浜・阿多火砕流堆積物が噴出した（長岡ほか、2001）。

**【0.1Ma～29ka】**

0.1Ma～29ka 頃においては、日木山降下スコリア（103～95ka）、金剛寺火砕サージ堆積物（95～86ka）、福山降下軽石堆積物（95～86ka）、敷根安山岩（95～60ka）、岩戸テフラ（60ka）、大塚降下軽石堆積物（32.5ka）、深港テフラ堆積物（31ka）、毛梨野テフラ（30ka）のように爆発的噴火が生じている（荒牧、1969；長岡ほか、2001）。とくに 29ka の始良火砕噴火直近の 3000 年間では、主に流紋岩質マグマの噴出頻度が 1000 年に一度の

割合に急増しており、カルデラ深部において珪長質マグマが着実に蓄積されてきたことが示唆される（荒牧、1969；長岡ほか、2001）。長岡ほか（2001）は、これらの0.1Maの阿多火砕流堆積物から29kaの始良Tnテフラとの対比から、テフラ層序を確立している（図1.2-2-63）。

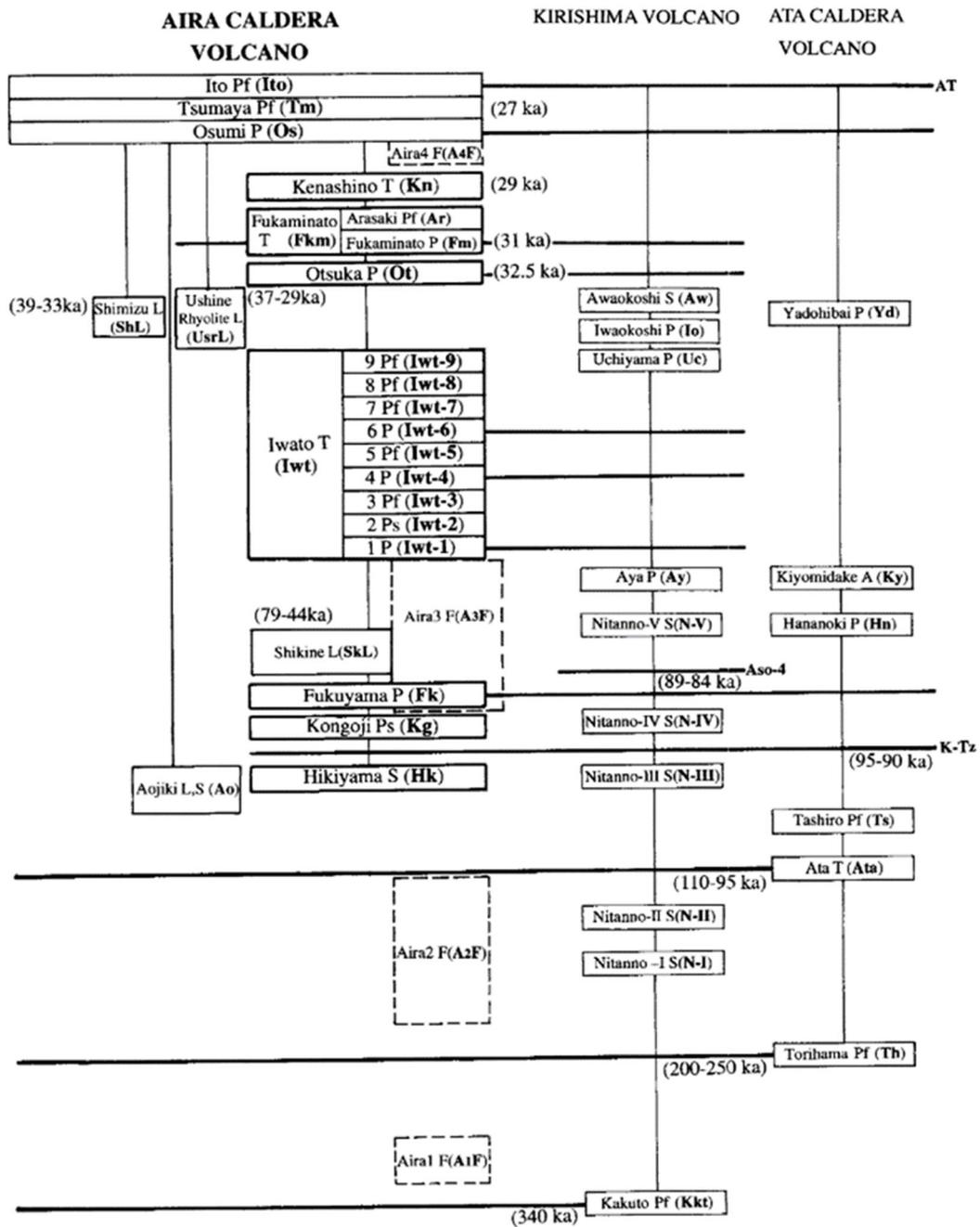


図 1.2-2-63 始良カルデラと周囲の火山の噴火史（長岡ほか、2001）。

【29ka～現在】

29ka 頃に生じた始良火砕噴火により、始良カルデラの現在の地形の大部分が形成された（長岡ほか、2001）。その後の 26Ka 頃に現在の桜島の位置でプリニー式噴火（大隅降下軽石）が生じ、次いで妻屋火砕流、最後に亀割坂角礫を含む入戸火砕流を噴出した（荒牧、1969）。始良カルデラ北東部で 7km×5km の規模をもつ若尊カルデラは、始良カルデラと諸物性は同様と考えられ、その形成時の噴出物は新島火砕流堆積物であり、形成年代は 11ka～5.3ka と推定されている（海上保安庁、2018）。桜島火山は現在も噴火を続ける活火山であり、P1～P17 と呼ばれるプリニー式噴火による 17 ユニットの安山岩質降下軽石主体のテフラを約 1300 年間隔で間欠的に噴出している（小林ほか、2013；図 1.2-2-64）。



図 1.2-2-64 桜島火山のテフラ層序と年代・噴出量（小林ほか、2013）

b-3 予定地周辺の地質

発振予定地を含む鹿児島湾北部沿岸地域の第四系層序は、大塚・西井上（1980）により以下のように整理されている（表 1.2-2-5）。本地区は、基盤岩として中新世の火山岩類（竹山安山岩・西浦安山岩・黒瀬安山岩・牟田山安山岩・白男流紋岩）や更新世前期の永野層及び安山岩類（沢馬場安山岩・木津志安山岩・北野安山岩・上嶽安山岩・麓安山岩）が分布する。これらの上位に更新世前期の国分層群が広域にわたり分布している。国分層群は、加治木層・鍋倉火砕流堆積物・蒲生層・小田火砕流堆積物・隼人層及び新規安山岩類から構成される。これらの層を不整合に覆い、更新世後期の火砕流堆積物（地久里火砕流堆積物・蒲生火砕流堆積物・妻屋火砕流堆積物・入戸火砕流堆積物）が広く分布する。火砕流堆積物には、薄く局所的に堆積層（五反田層・大隅降下軽石堆積物・亀割坂角礫層）が挟在する。蒲生町東部から始良町西部にかけては、米丸マールおよび住吉池マールからの噴出物である完新世の蒲生火山砕屑岩類が分布し、河川沿いにかけては沖積層が広く分布している。

表 1.2-2-5 鹿児島湾北部沿岸地域の層序表（大塚・西井上、1980）

時代	地層名	層厚 (m)	岩相
完新世	沖積層	5	粘土 砂 礫 火山灰
	蒲生火山砕屑岩類	12 +	火山灰 スコリア
更新世後期	入戸火砕流堆積物	80	軽石凝灰角礫岩
	亀割坂角礫層	2	角礫
	妻屋火砕流堆積物	15	軽石凝灰角礫岩
	大隅降下軽石堆積物	0.5	軽石 火山灰
	蒲生火砕流堆積物	10	黒色溶結凝灰岩
	五反田層	12	凝灰質砂 凝灰質シルト 礫 凝灰岩
	地久里火砕流堆積物	50	溶結凝灰岩
	吉田貝層	5	円礫 貝殻砂
更新世中期	清水流紋岩		角閃石・紫蘇輝石流紋岩 黒曜岩
更新世前期	隼人層	120	砂 凝灰質シルト 礫 凝灰岩
	小田火砕流堆積物	70	軽石凝灰角礫岩
	国分層群 1 湯湾岳安山岩 2 青敷安山岩 3 西餅田安山岩		1 紫蘇輝石・普通輝石安山岩 2 含かんらん石安山岩 3 角閃石含有普通軽石・紫蘇輝石安山岩
	蒲生層	90	砂 凝灰質シルト 凝灰岩 礫
	鍋倉火砕流堆積物	60 +	凝灰角礫岩
	加治木層	70 +	シルト 砂 凝灰岩
	先加治木安山岩類 1 沢馬場安山岩 2 木津志安山岩 3 北野安山岩 4 上嶽安山岩 5 麓安山岩		1 角閃石含有普通輝石・紫蘇輝石安山岩 2 普通輝石・紫蘇輝石含有角閃石安山岩 3 紫蘇輝石・普通輝石安山岩 4 普通輝石・紫蘇輝石安山岩 5 普通輝石・紫蘇輝石含有角閃石安山岩
	永野層	50 +	凝灰角礫岩 凝灰質砂岩 礫岩
	先永野火山岩類 1 竹山安山岩 2 西浦安山岩 3 黒瀬安山岩 4 牟田山安山岩 5 白男流紋岩		1 紫蘇輝石・普通輝石安山岩 2 角閃石含有紫蘇輝石・普通輝石安山岩 3 普通輝石含有普通角閃石安山岩 4 紫蘇輝石・普通輝石安山岩 5 角閃石・紫蘇輝石流紋岩
	中新世		

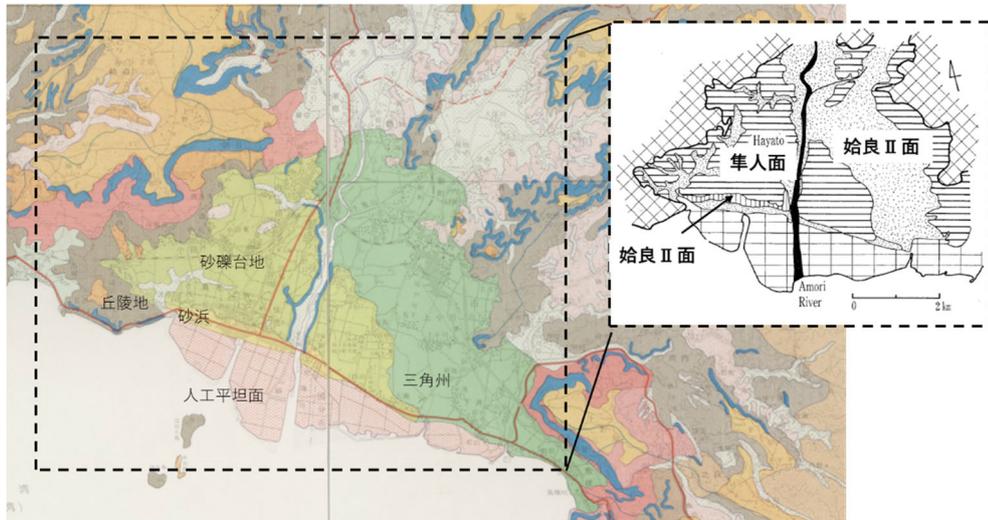


図 1.2-2-65 隼人町周辺の地形分類図（国土交通省国土情報課、1972；森脇ほか、1986）。  
 （国土交通省国土情報課、1972）による 5 万分の 1 土地分類図「加治木」及び「国分」と森脇  
 ほか（1986）による地形分類図にそれぞれ加筆。

国土交通省国土情報課（1972a, b）は、5 万分の 1 土地分類基本調査（地形分類図）として「加治木」および「国分」をまとめており、森脇ほか（1986）は鹿児島湾北岸地域に分布する完新世海成段丘を新たに高位から隼人面、始良Ⅰ面及び始良Ⅱ面の 3 面に区分した（図 1.2-2-65、1.2-2-66）。これらの完新世海成段丘は、始良カルデラの火山活動に伴うドーム状の隆起によって形成されたとされている（森脇ほか、2002；森脇ほか、2015）。国分平野の完新世段丘はこうした変動により西端の標高 15m から東へ高度を減じ、東側では 5m 以下となる傾動隆起の地形を成している。完新世海成段丘を南北に通る天降川は、寛文 6 年（1666 年）に東側の氾濫原を流れていた古天降川（当時大津川）を河道改修してつくられた人工河川となる（永迫ほか、2012）。3 面に区分される完新世海成段丘のうち、最高位の隼人面は鹿児島湾北岸の各平野に共通して広く分布しており、その面の標高は国分・隼人平野では西側で 15～17.5m、東側で 6m 程度であり（森脇ほか、1986）、その形成時期は 7,300 cal BP～3,500 yrs BP と推定される（森脇ほか、2002）。始良Ⅰ面は、現在の海岸に沿ったところでは隼人面を切る波食台からなり、厚さ約 2m のシルト砂層で基底に礫層を伴い、隼人面の離水年代と下位の始良Ⅱ面の形成年代から 3,000 yrs BP～2,000 yrs BP に形成されたと推定される（森脇ほか、2002）。始良Ⅱ面は、大きな樹幹を含む礫質の河床堆積物と氾濫原堆積物や後背湿地堆積物などで構成されており、古墳時代初期から形成され 1,000 yrs BP 頃には離水したと推定される（森脇ほか、2002）。

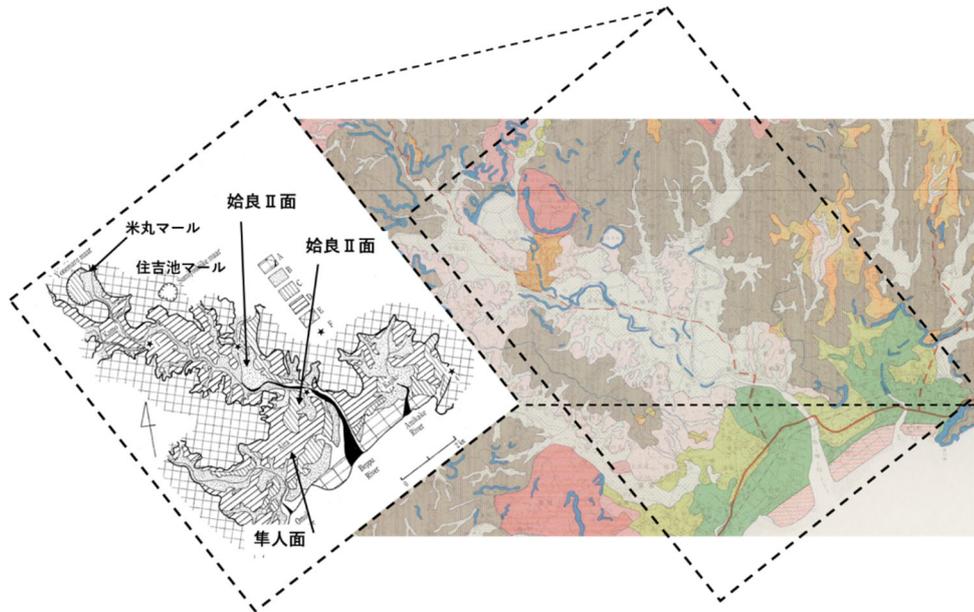


図 1.2-2-66 住吉池周辺の地形分類図（国土交通省国土情報課、1972；森脇ほか、1986）。（国土交通省国土情報課、1972）による5万分の1土地分類図「加治木」及び「国分」と森脇ほか（1986）による地形分類図にそれぞれ加筆。



図 1.2-2-67 予定地周辺の既存試料（国土地理院タイルに加筆）

以下に、隼人町周辺と住吉池周辺の2地点の地質情報に関して、それぞれの既往文献整理の結果をまとめる。

(1) 隼人町周辺

国土交通省国土情報課（1972c, d）による5万分の1土地分類基本調査（表層地質図）「加治木」の一環として、鹿児島湾北岸～北西岸の地域で計14本のボーリング結果が示されており、このうち隼人町においては3本のボーリングデータが報告されている。また、森脇ほか（1986）は7点の露頭観察と6点の試錐試料に基づき地質断面を示し、国土交通省九州整備局では「鹿児島10号新川橋地質調査業務」として新川橋付近でボーリング調査を実施している。最近では、森脇ほか（2015）が古天降川に沿って実施したボーリング結果から、古天降川河口付近における最終氷期最大海面低下期の堆積物に関して考察している。これらの既存資試料に基づき、発振予定地点周辺の地質情報を以下に整理する。また、各機関により実施されたボーリングや地質断面の位置図を図1.2-2-67に示し、それらの結果を図1.2-2-68～図1.2-2-73に示す。

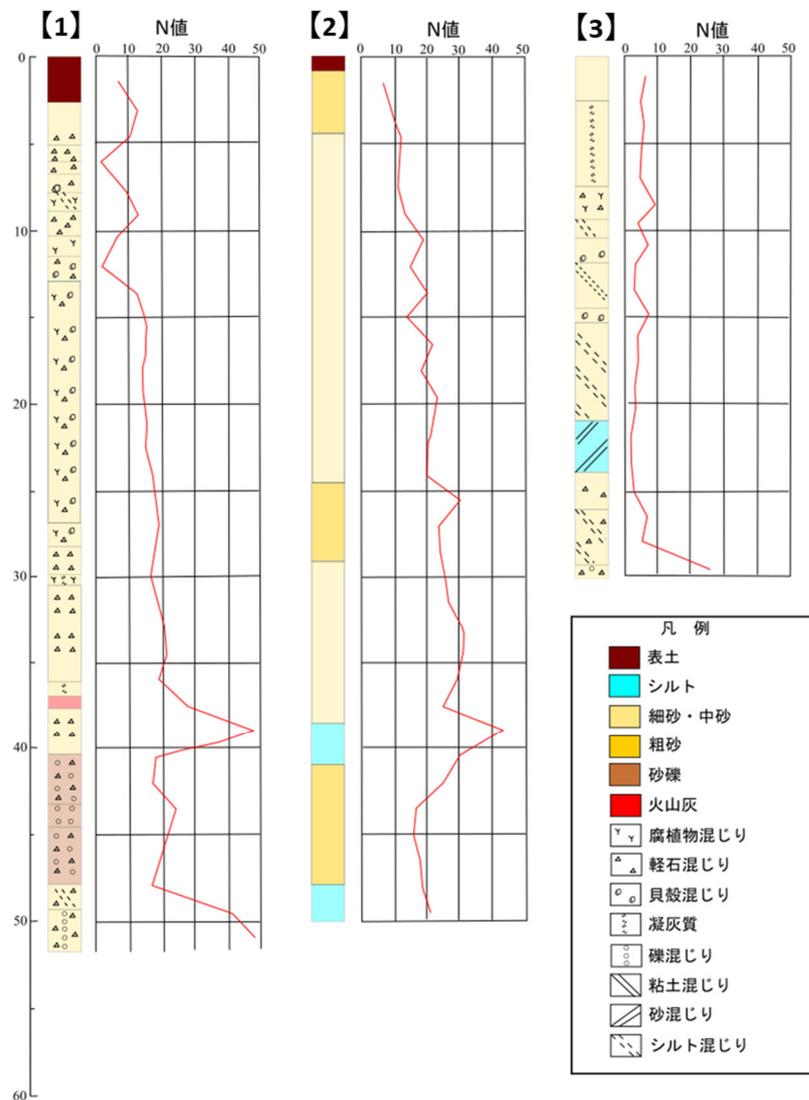


図 1.2-2-68 ボーリング柱状図（国土交通省国土情報課、1972）

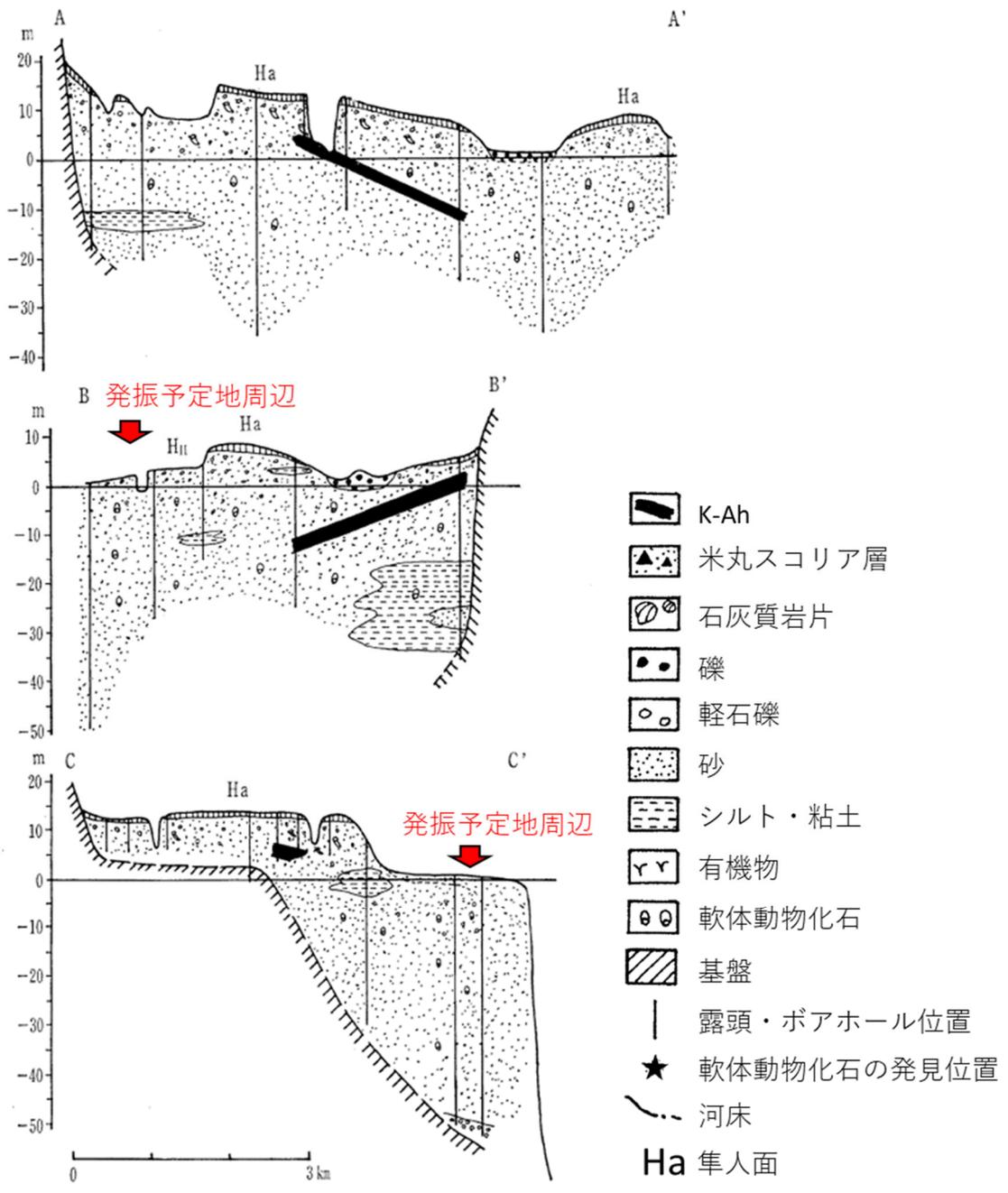


図 1.2-2-69 地質断面図 (森脇ほか、1986 に加筆)

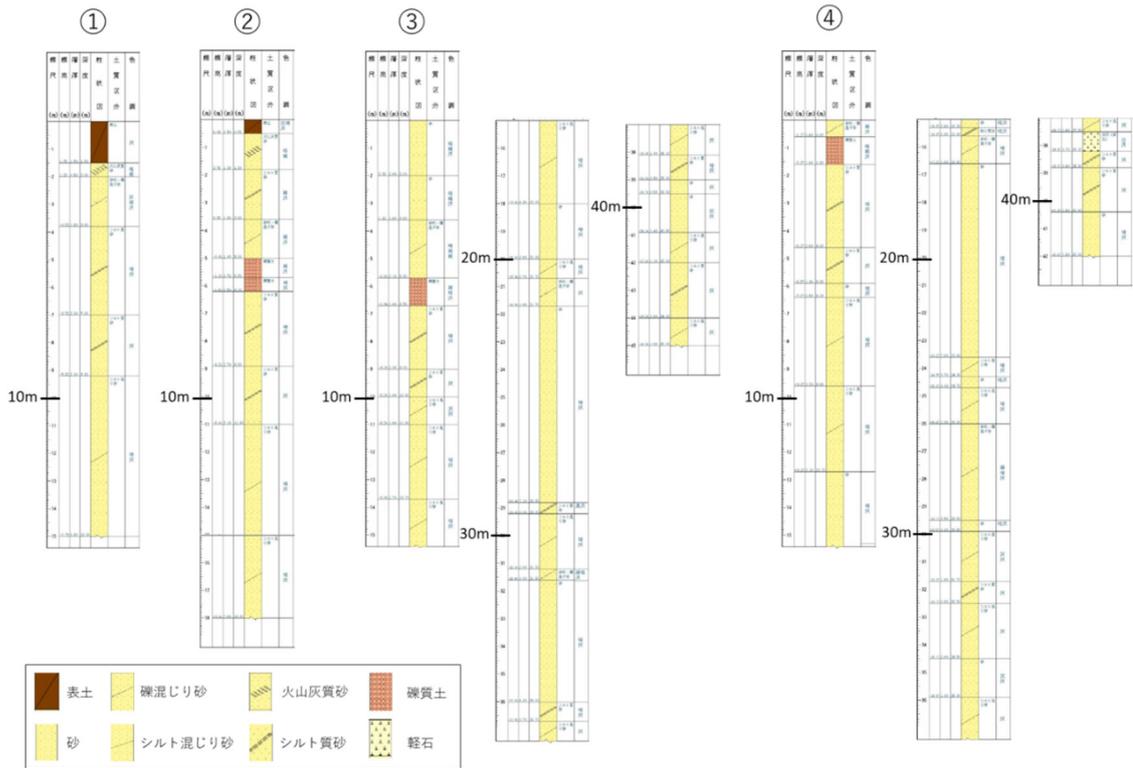


図 1.2-2-70 ボーリングコア柱状図①～④ (国土交通省九州整備局に加筆)

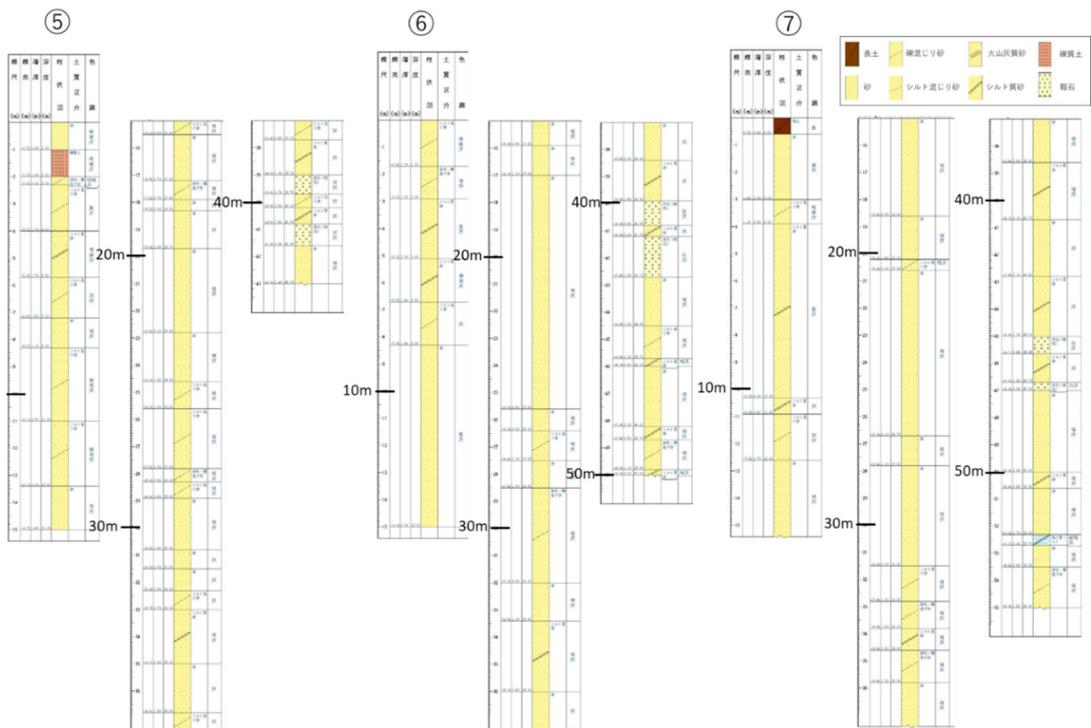


図 1.2-2-71 ボーリングコア柱状図⑤～⑦ (国土交通省九州整備局に加筆)

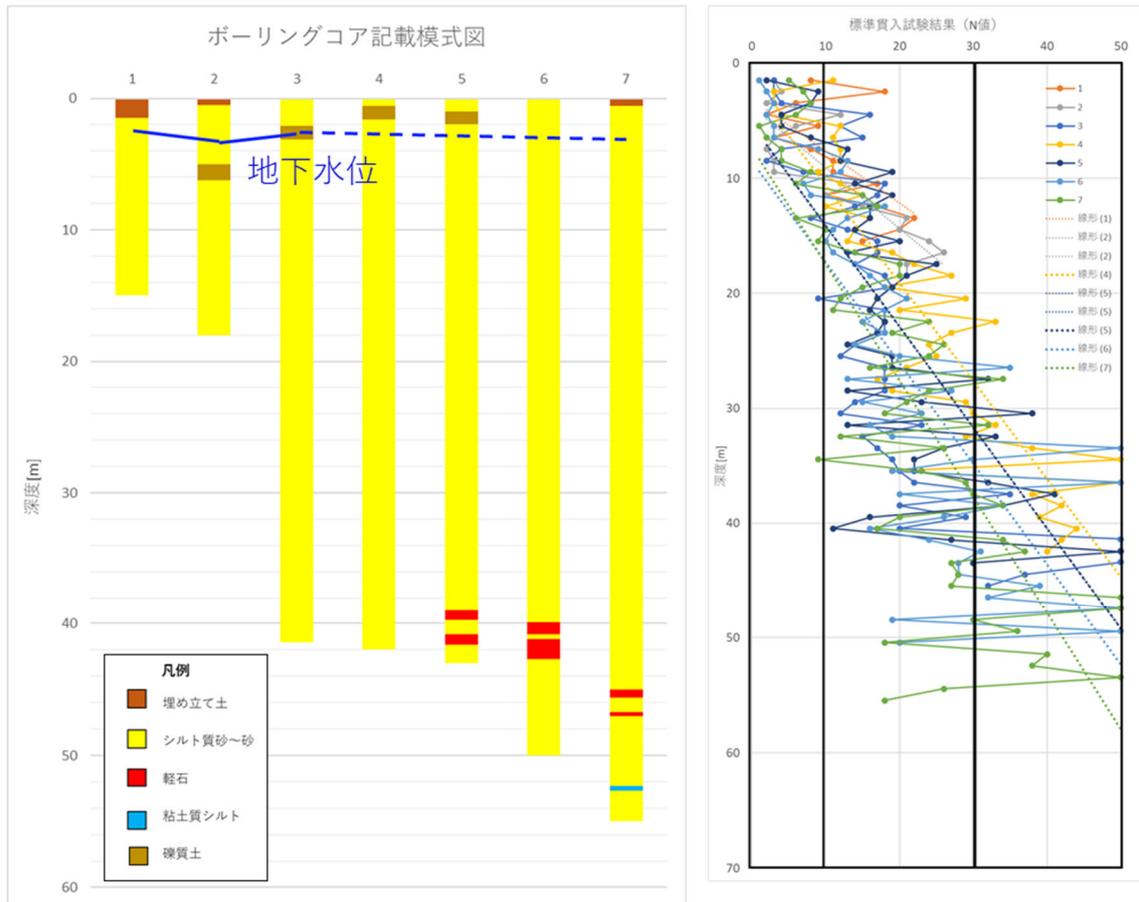


図 1.2-2-72 ボーリング柱状図（国土交通省九州整備局による柱状図を編集）およびN値の深度分布

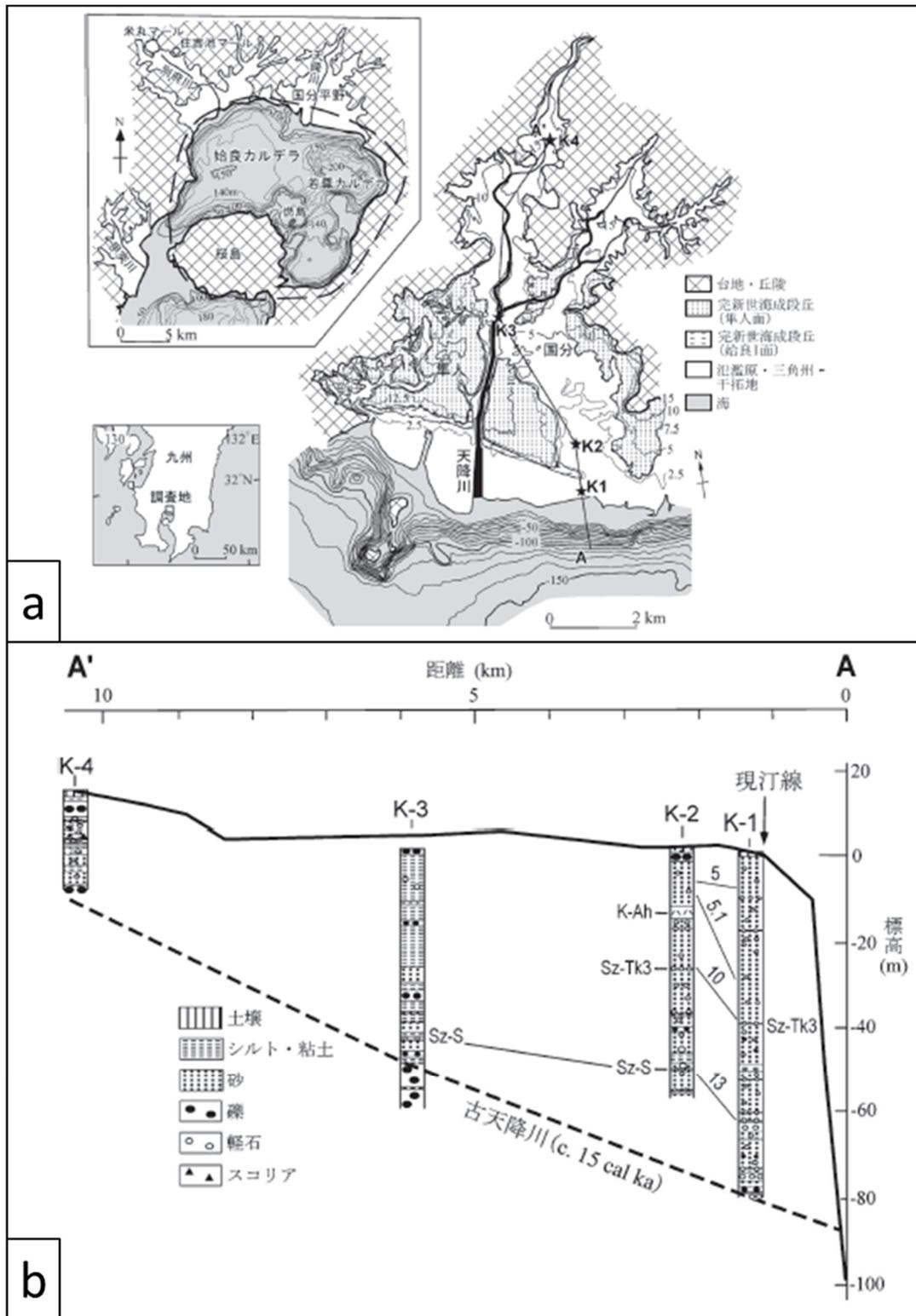


図 1.2-2-73 国分平野で実施されたボーリング位置 (a) および地形地質断面 (b) (森脇ほか、2015)。

国土交通省国土情報課 (1972c) のボーリングコアの No. 1 は、隼人町周辺において最も海岸線に近い位置で実施されている。その岩相は全体として細砂～中砂で深部は砂礫となり、軽

石・貝殻・腐植物が混じる（図 2-2-68）。N 値は、深度 0～12m 付近で 0～10、深度 12～36m 付近で 10～20、深度 38m 付近で砂礫層となり局所的に 48 まで上昇するが、その後深度 50m まで再び 20 程度に落ちる。深度 50m 以深から N 値は 50 に近づく。より内陸側に位置する No. 2 では、全体として細砂～中砂であり層厚 2～3m 程度のシルト層が挟まる。No. 1 とは異なり、軽石や貝殻などの混在は認められない。N 値の深度分布は No. 1 と類似し、深度 40m 付近に高いピーク値をもつ。No. 3 は、細砂～中砂とシルト混じりの細砂～中砂が交互に認められ、貝殻や軽石が混在しているが、腐植物の混在が認められるのは深度 8～10m 付近のみとなる。N 値は深度 30m 付近まで 0～10 と軟弱で、深度 30m 以深から値が上昇する。

森脇ほか（1986）は、隼人町周辺を横断する地質断面を 2 本（A-A' 断面、B-B' 断面）とより内陸側における断面（C-C' 断面）を解釈している（図 1.2-2-69）。これらによれば、発振予定地点の地下深度 40～50m 付近までは軟体動物化石を含む砂質堆積物が厚く堆積している。深度 50m 以深には礫層の存在が認められる。

国土交通省九州整備局によるボーリングコアに関しては、便宜上西側から順に①～⑦の番号を与えた（図 1.2-2-70 及び図 1.2-2-71）。また、①～⑦の柱状図を模式的に改変するとともに N 値の深度分布を編集した（図 1.2-2-72）。これらのコアは概して砂層もしくはシルト質砂層により構成され、礫質土層・軽石層・粘土質シルト層などが局所的に挟在している。N 値の深度分布は、深度 0～10m 付近までは 0～10 と軟弱で、深度 10～35m 付近までは 10～30 の中位の固さ、深度 35m 以深から良質な基盤となり、深度 45～50m 付近からは 50 を超える支持基盤であると考えられる。①、②、③及び⑦においては、孔内水位が観測されており、それぞれ 2.8m、3.7m、2.85m 及び 3.4m である。この値を単純に地下水位と考えた場合、地下水位はおおよそ 3.2m 付近と考えられる。

森脇ほか（2015）は、最終氷期最大海面低下時の海面位置や古環境試料を得るために 3 本のボーリングコア試料を採取し、既存コア試料を含め本地域の海面及び古環境の変化を考察した（図 1.2-2-73）。最も海岸線に近い K1 コアは、天降川三角州の干潟で実施された。その岩相は全体として軽石礫層を部分的に挟み、二次軽石礫を含む粗粒砂からなる砂質堆積物からなる。深度 78m より下位には溶岩・溶結凝灰岩などの再励起から構成される礫層が認められ、これは古天降川の河床礫に由来するものと推定される。K2 コアは、現在の汀線から 1km 内陸の古天降川の氾濫原で実施された。その岩相は全体として泥質な堆積物が少なく、K1 コアに比べて変化に富む。深度 3～19m は円磨された軽石を含む淘汰の良い暗灰色シルト質砂であり、深度 42～50m では粗粒砂から細粒砂、細粒砂質シルト、シルトと変化する。深度 50～59m は粗粒砂及び細礫から構成される。K4 コアは、天降川上流の小鹿野地区の氾濫原で実施された。その岩相は深度 6～21.5m で砂とシルトからなる細粒堆積物、深度 21.5m 以深には河床礫とみられる礫層が認められる。

## (2) 住吉池周辺

住吉池周辺において、太田（1967）は米丸マールおよび住吉池マールの噴出物が入戸火砕流堆積物を不整合に覆うことから、本地域での最新期のものと推定している。小野（1973）は住吉池マールの爆発角礫岩中の炭化樹幹を用いて  $^{14}\text{C}$  年代測定を行なうことで、縄文海進による海

水準の上昇と玄武岩質マグマとの接触に伴うマグマ水蒸気爆発の関係性を示した。森脇ほか（1986）は、米丸マールおよび住吉池マールの形成に伴う噴出物の分布・堆積構造、完新世段丘、海水準変動などを踏まえ両マールがどのような環境下で噴出したかを推定した。森脇ほか（2002）は、7,200～7,300yrs BP の海進時に米丸マールを形成したベースサージが別府川流域の内湾を大きく埋積したことを推定した。小林ほか（2004）は、米丸マールおよび住吉池マールと両マールの間に位置する青敷スコリア丘を蒲生単成火山群とし、それらの噴火年代と噴火様式について報告している。上記既往文献から両マール周辺の地質情報を抜粋し以下に整理する。

米丸マールは蒲生町北方の後郷川沿いの低地に位置し、直径約 1.2km の円形を成し、火口内部は平坦で水田として利用されている。その火口壁は国分層群で構成される低い丘陵に囲まれており、比高 50～100m の高さをもつ急崖となっている。米丸マール周辺の丘陵や低地には、マールの形成に伴って噴出したスコリア質火山灰が堆積している。また、米丸マールの噴出物は、主によく成層した玄武岩質火山灰であり、火口付近で 10m 以上の厚さがある。水蒸気マグマ噴火による湿った降下火山灰の累層で、主に南東方向に分布する。住吉池マールは蒲生町東方約 2km に位置し、マール内部は池となっている。その直径は約 500m で水深約 30m である。住吉池マールの噴出物は異質岩塊に富んでおり、本質物質の割合が少ない。主には降下火砕物が中心であり、その分布は地形に支配されず真北方向へと広がる。青敷スコリア丘は、周囲が浸食から取り残された標高 100m 以上の台地上に存在し、南南西に開いた火口をもつ。その周囲は溶岩により取り囲まれている。

太田（1967）は、両マールの噴出物の噴出時期および層相の類似性から一括して蒲生火山碎屑岩類として扱った。その後、森脇ほか（1986）は、両マールの噴出物の層相・層厚変化に基づき、それぞれ米丸スコリアと住吉池スコリアとした。米丸スコリア層は、マール近辺で国分層起源の異質岩塊を基底に持つが、全体として細粒で多数の薄層を有するスコリア質テフラとして特徴づけられる。住吉池スコリア層も同様に多数の細粒スコリア薄層からなるが、米丸スコリア層に比べて破碎は少ない。森脇ほか（1986）は両マールの噴火年代が K-Ah 火山灰より古いことを指摘しているが、Okuno et al.（1997）は桜島起源の Sz-Sy (P11) の直下に存在することから 7,500 yrs BP と推定した。小林ほか（2004）は、テフラ中から採取した木片の <sup>14</sup>C 年代測定により 7275±35 yrs BP の値を得たことから、森脇ほか（2002）の結果を支持している。また、小林ほか（2004）は、米丸マールおよび住吉池マールが 7,200 yrs BP 頃に噴火した単成火山であり、青敷スコリア丘は 100,000 yrs BP 頃に噴火した単成火山であると指摘している。

吉村（1930a, b）は九州南部に存在する火山湖（鰻湖、池田湖、鏡池、住吉池、御池）において実施した化学的調査の結果を報告している。それらの報告から住吉池に関する記述を以下に抜粋する。住吉池の海拔高度は 38m、面積は 0.148km<sup>2</sup>、湖岸線延長は 1.45km、最大深度は 26～31m である。水温成層は、ほぼ表水層が無く表面から 6m で 11.5℃まで急激に低下する。こうした水温分布は九州南部では他に認められず、日本国内においても類例が少ない（図 1.2-2-74）。水素イオン濃度（pH）は、表面付近で中性～弱塩基性を示し、中層から深層にかけては中性～弱酸性を呈する（図 1.2-2-75）。住吉池に関しては、横断的に O<sub>2</sub> 含有量の観測が実施され

ており、その分布は深層に向けて限りなく0に近い値に近づき、底部では0という観測値も得られている（図1.2-2-76）。

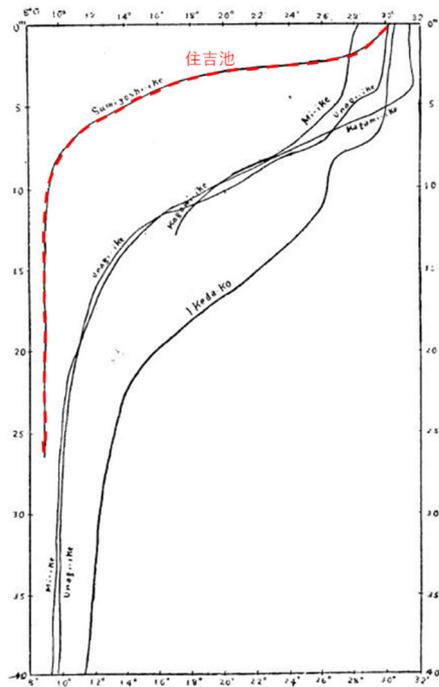


図 1.2-2-74 九州南部火山湖の水温鉛直分布(吉村、1930a に加筆)

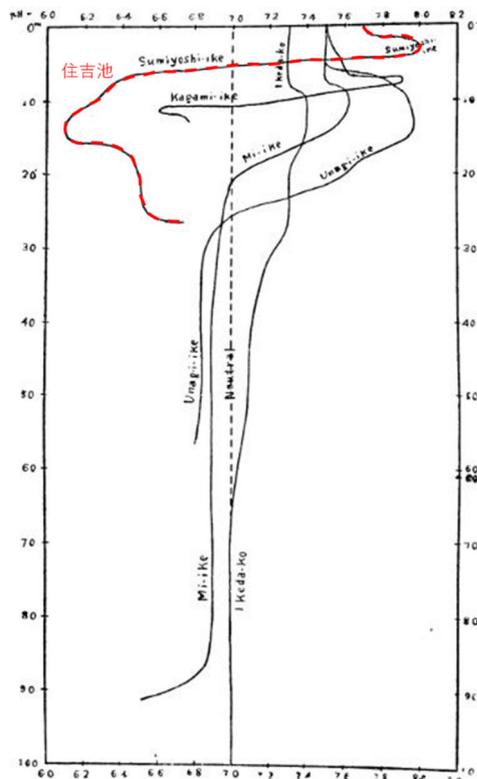


図 1.2-2-75 九州南部火山湖の水素イオン濃度分布(吉村、1930b に加筆)

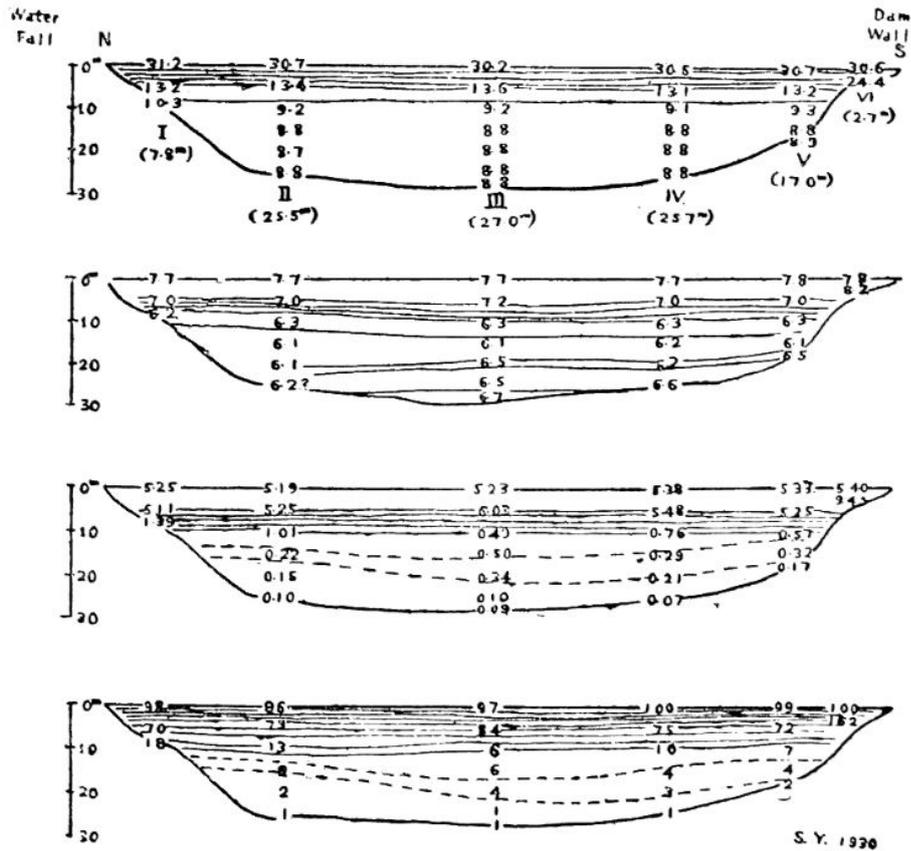


図 1.2-2-76 住吉池の O<sub>2</sub> 濃度横断観測結果 (吉村、1930b)

#### b-4 土質による弾性波減衰の検討

弾性波が海中及び海底下を伝播する場合、音源から離れるに従い振幅が減少する。これは波が四方八方へ拡がるため、そのエネルギーが距離  $r$  の 2 乗に反比例して減少 (振幅は  $1/r$ ) することや、伝播途中で粒子の内部摩擦により、弾性エネルギーが熱エネルギーに変換されることによって指数関数的に減衰することによる。 $A$ =受信音圧、 $A_0$ =発振音圧、 $r$ =距離、 $f$ =発振周波数、 $\alpha$ =減衰定数とすると以下の関係が成り立つ。

$$A = \frac{1}{r} A_0 e^{-\alpha r} \dots (1)$$

また、 $V$ =伝播速度、 $Q$ =媒質の減衰特性とすると以下のようになる。

$$\alpha = \frac{\pi f}{VQ} \dots (2)$$

正木・飯田 (1980) は、 $Q$  値の周波数依存性から、ボーリング孔内における PS 検層データにより得られた振幅特性との関係性を議論し、以下のように両者の関係性をまとめている。弾性波の距離減衰は (1) 式で表すことができ、 $Q$  値は平均伝播速度  $V$  と周波数  $f$  を用いて次式で表される。

$$Q = \frac{\pi f}{\alpha v} \cdot \cdot \cdot \cdot (3)$$

Q 値と平均伝播速度との関係は、以下のようなになる。

$$\ln Q = 0.47 + 0.0086 \times V \cdot \cdot \cdot \cdot (4)$$

さらに、Q 値と N 値との関係は以下のように表される。

$$\ln Q = 1.59 + 0.028 \times N \cdot \cdot \cdot \cdot (5)$$

上記の式を用いて、国土交通省九州整備局のボーリング柱状図に記載されている N 値に基づき Q 値の深度分布を推定した (図 1.2-2-77)。Q 値は前述のように地層内での散乱や熱への転化によるエネルギー消費を示す値であり、Q 値が大きいほど減衰は小さく、Q 値が小さいほど減衰が大きい。したがって、予定地周辺の地盤減衰特性は、深度方向に Q 値の増大が認められるが、それ以降はほぼ横ばいとなる。したがって、予定地周辺の表層は非常に軟弱であり、発振エネルギーの減衰が予想される結果となった。

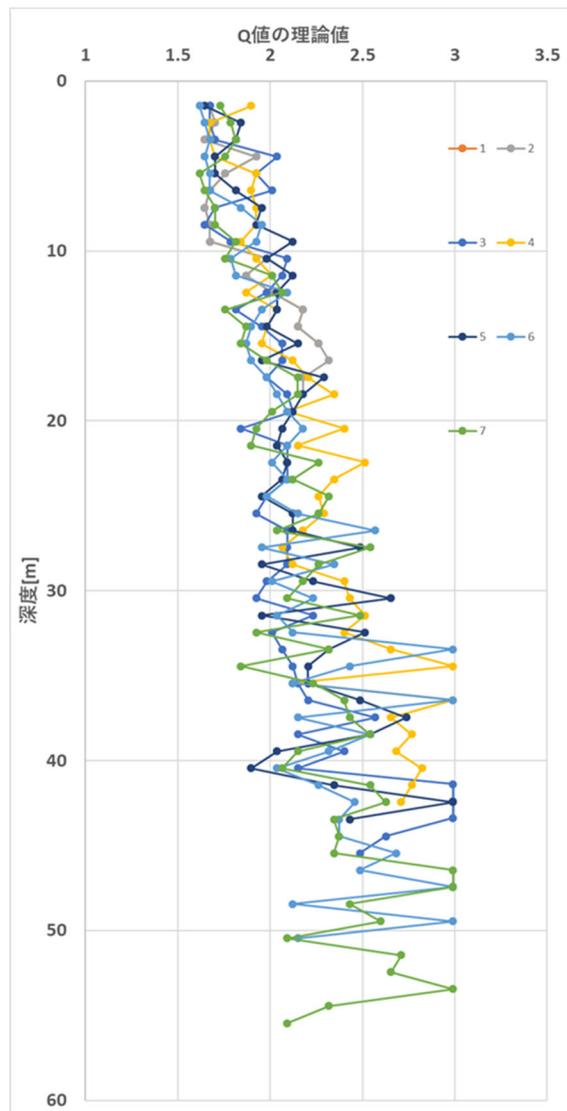


図 1.2-2-77 国土交通省九州整備局によるボーリングから得られた N 値を基に正木・飯田 (1980) の式を用いて算出した Q 値の深度分布。

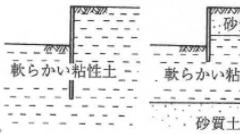
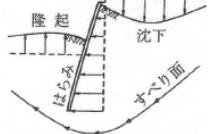
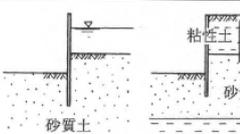
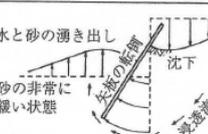
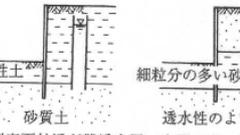
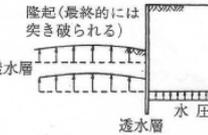
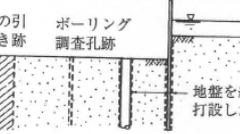
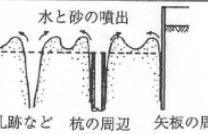
b-5 掘削作業の検討

ここでは、隼人町周辺における陸上ガンピットを用いたエアガン発振を想定した検討を行い、とくにガンピットを掘削する際に懸念される事象について、掘削底面の安定と地下水対策の二つの事柄に分けて整理する。

(1) 掘削底面の安定

反射法地震探査を行う際の震源としては、爆薬・バイブロサイス・エアガン等が挙げられるが、エアガンを震源とした地震探査を陸上で実施する場合、ガンピットと呼ばれる幅数  $m \times$  深さ数  $m$  の開削を行い、そこに水を充填しエアガンによる発振を行う手法が知られている。こうしたガンピットの開削工事に伴っては、土質や地下水位との関係からヒービング、ボーリング、盤ぶくれ等が発生する可能性があり、いずれの事象も作業を行う上で留意すべき問題となる。これらの現象については土木用語辞典（土木学会、1999）により以下のように定義されている。また、各現象による掘削底面の破壊現象と地盤状態との関係は赤木（1998）により整理されている（表 1.2-2-6）。

表 1.2-2-6 掘削底面の破壊現象（赤木、1998）

分類	地盤の状態	現象
ヒービング	 <p>掘削底面付近に軟らかい粘性土がある場合、主として沖積粘性土地盤で、塑性・含水比の高い粘性土が厚く堆積する場合。</p>	 <p>土留め背面の土の重量や土留めに近接した地表面荷重などにより、すべり面が生じ、掘削底面の隆起、土留め壁のはらみ、周辺地盤の沈下が生じ、最終的には土留めの崩壊に至る。</p>
ボーリング	 <p>地下水位の高い砂質土の場合、土留め付近に河川、海など地下水の供給源がある場合。</p>	 <p>透水性の土留め壁を用いた場合、水位差により上向き浸透流が生じる。この浸透圧が土の有効重量を超えると、沸騰したように湧き上がり、掘削底面の土がせん断抵抗を失い、土留めの安定性が損なわれる。</p>
盤ぶくれ	 <p>掘削底面付近が難透水層、水頭の高い透水層の順で構成されている場合、難透水層には粘性土だけでなく、細粒分の多い砂質土も含まれる。</p>	 <p>難透水層のため上向きの浸透流は生じないが、難透水層下面に上向きの水圧が作用し、これが上方の土の重さ以上となる場合は掘削底面が浮き上がり、最終的には難透水層が突き破られ、ボーリング状の破壊に至る。</p>
バイビング	 <p>ボーリング、盤ぶくれと同じ地盤で、水みちがでやすい状態がある場合、人工的な水みちとして上図に示すものがある。</p>	 <p>地盤の弱い箇所細かい土粒子が浸透液によって洗い流され、土中に水みちが形成され、それが順次上流側に及び、粗い粒子をも流し出し、水みちが拡大する。最終的にはボーリング状の破壊に至る。</p>

### 【ヒービング】

粘性土地盤の開削において、土留め壁の背面の土が根切り底部から回り込んで掘削地盤底面が押し上げられる現象。土留め壁の倒壊や背面地盤の陥没が起き、事故につながる。掘削面の下方の被圧帯水層からの揚圧力が原因で掘削底面が膨れ上がる現象は盤ぶくれと呼んでいる。

### 【ボーリング】

水の上向き浸透力により、地盤が支持力を失って吹き上がり崩壊する現象。上向き浸透力が土の水中重量を上回ると、土は見かけ上無重力状態になる。このとき粘着力のない砂粒子が水中に浮遊することで生じる。

### 【盤ぶくれ】

トンネル掘削や開削工事において、応力開放、地盤の強度不足や膨張などにより坑道底盤や根切り底面地盤が膨れ上がる現象の総称。ヒービングという場合もある。主な原因には、掘削部の上載荷重の除去、降雨による地盤強度の低下、土留め工の根入れ深さ不足、被圧地下水や浸透水圧の上向き揚圧力の作用、風化頁岩・蛇紋岩・温泉余土等の膨張地圧があり、過大変形や崩壊の発生をもたらすことがある。軟弱地盤上の盛土施工時に、すべり流動破壊によっておこる側方地盤の押し出し隆起をさすこともある。

その他、開削作業に伴う土留壁背面の地表面沈下に影響する要因としては、掘削幅、掘削深さ、根入長、壁剛性、根入部地盤の固さ、及び排水状況等を考慮する必要もある（例えば、杉本、1986）。

発振予定地点周辺は、沖積低地であり堆積してからの経過時間が短く、かつ現在の土被り以上の荷重が載らないため、軟弱地盤を形成している。これは国土交通省九州整備局によるボーリングのN値分布からも明らかである。そのため、上記に挙げた事象は十分に考慮するべきといえる。

## (2) 地下水対策

開削においては、作業中に生じる地下水の排水対策やそれに伴う周辺地盤の沈下も考慮すべき問題となり得る。本項では、発振予定地周辺における地下水に関する情報を整理する。

鹿児島湾西岸の鹿児島市内において観測された結果を図 1.2-2-78a に示す。海岸線から 1～2km の内陸では、地下水位はおおよそ 1～2m 程度である。また、鹿児島高校正門脇自記水位計（図 1.2-2-78b）の結果によれば、より内陸部の日変化量は 0.2m 程度と観測されている。

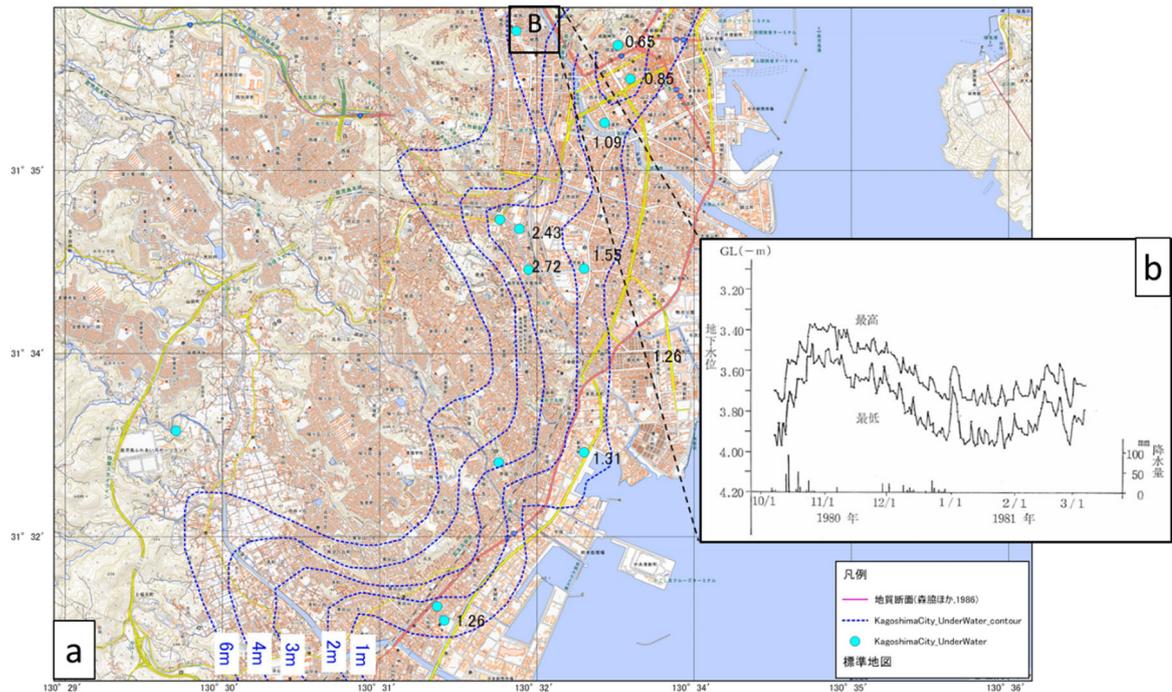


図 1.2-2-78 鹿児島市周辺の地下水深度分布 (a) および鹿児島高校正門脇自記水位計の記録 (b) (猿山ほか、1986)

横山ほか (1992) は、地下水位の変化を引き起こす要因として、地下水の自然流動・降雨・蒸発散・気圧・潮汐・河川流量などに伴う自然的要因と灌漑・揚水などといった人的要因を挙げている。このうち、地球潮汐による水位変化に関しては、Bredhoeft (1967) により被圧帯水層中に設置した観測井から 1~2cm オーダーの振幅で影響が現れると報告されている。板寺 (1999) は、海洋潮汐変化に伴って最大 1m 程度の振幅を持つ水位変化を観測している。また、海洋潮汐による影響は海岸からの距離に応じて減衰し、その影響の範囲は 1km 程度に及ぶという報告もある (浅田ほか、2003)。発振予定地周辺の海洋潮汐に伴う地下水位変化に関する情報は無いが、気象庁による潮位観測表「鹿児島」によれば鹿児島湾北部における潮位変化は概ね  $\pm 1.5\text{m}$  程度と見積もられる (図 1.2-2-79)。隼人町の予定地点は、海岸からの距離も 600m 程度と近いので、数十 cm 以上の水位変化が予想される。気圧の変化も地表面を通して帯水層に作用し、その影響は数十 cm に及ぶと報告されている (例えば板寺、1999)。また、降雨による影響も強く受け、横山ほか (1995) による観測では、降雨量の約 6 割が水位上昇量に相当するとしている。したがって、発振予定地において開削作業を行う際は、潮汐変化・気圧・事前の降雨情報等を基に検討を行う必要がある。

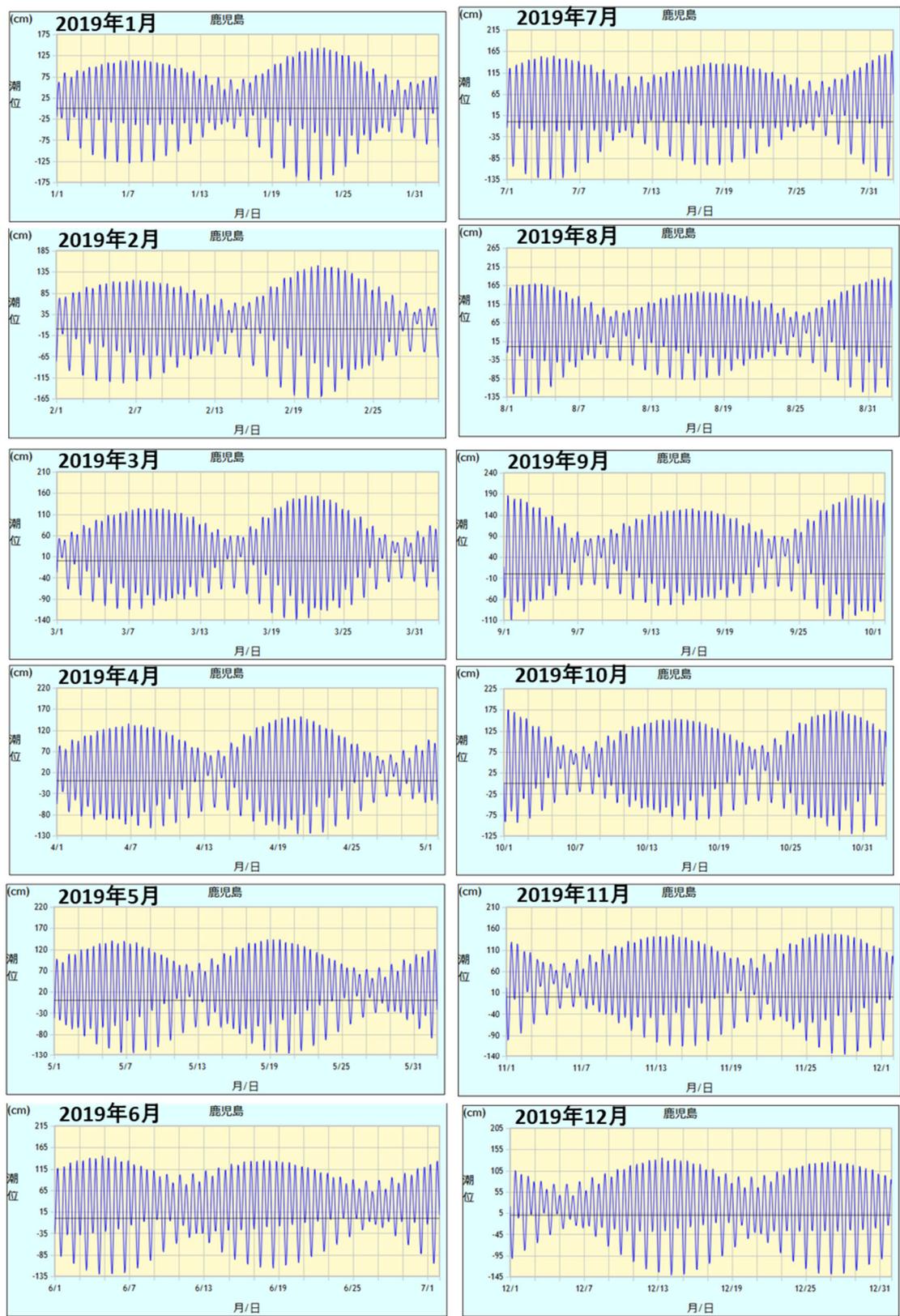


図 1.2-2-79 気象庁潮位観測表「鹿児島」による 2019 年 1 月～12 月の潮位（標高表示）

地下水の水質に関しては、鹿児島市周辺で 1960 年以降塩水化が進行し、年々その範囲が拡大しつつある。その素因としては、帯水層となる砂層・海水が海水と接していることで、誘因は

地下水の過剰揚水と考えられている（国土庁土地局、1979）。地下水の塩水化に関しては、ガイベンーヘルツベルグの法則（Ghyben、1887；Herzberg、1901）により、内部境界面深度（塩淡境界深度）は海面上の淡水の高さの約40倍に相当する深さのところに生じるといわれている。また、Dagan and Bear（1968）は揚水や地下水排除による地下水面の低下に伴い生じる塩水コーンの高さが、井戸底から初期の塩淡境界面までの距離の3分の1を超えなければ塩水コーンの急激な上昇は抑えられるとしている。上記のことから、予定地周辺の地下水位を2～3mと仮定した場合、内部境界面深度は80～120mと推定される。また、内部境界面の部分上昇（塩水コーン）が少なくとも23mを超えない限りは塩水化が生じないものと推定される。

## b-6 試験観測に係わる諸機関の調査

この章では、試験観測実施に際して、許認可及び法令の規制に関する事項について述べる。

### b-6-1 許認可

基礎実験及び試験観測に当たって許認可または届け出が必要な団体の一覧を表 1. 2-2-7 に示す。試験観測が予定される住吉池は県立蘭牟田池自然公園第二種特別地域に該当している。現地踏査の結果、エアガンを湖面に投入できる地点は浮き栈橋のある住吉池公園キャンプ場広場に限定されている。同住吉池公園キャンプ場を管理する始良市商工観光課からは利用の内諾を得ている。

表 1. 2-2-7 許認可にかかわる団体および機関一覧

関係機関名称	住所	連絡先	照会事項
高圧ガス保安協会	東京都港区虎ノ門4-3-13 ヒューリック神谷町ビル	電話 03-3436-6100	高圧ガス保安にかんする法令要件および技術要件に関する問い合わせ。
鹿児島県始良市観光課	鹿児島県始良市宮島町25番地	電話0995-66-3145	住吉池キャンプ場利用の問い合わせ。
鹿児島県始良市役所蒲生総合支所	鹿児島県始良市蒲生町上久徳2399	電話0995-52-1211	住吉池利用に関する問い合わせ。
鹿児島県危機管理防災局消防保安課保安係	鹿児島市鴨池新町10番1号（行政庁舎6階）	電話099-286-2259 ファックス:099-286-5521	高圧ガス保安に関する届け出。
鹿児島県環境林務部自然保護課	鹿児島市鴨池新町10番1号（行政庁舎13階）	電話099-286-2617	県立蘭牟田池自然公園第二種特別地域の住吉池利用に関する問い合わせ。

### b-6-2 高圧ガス保安法

陸上で高圧ガスを使用する際には高圧ガス保安法 第2条の適用を受ける。対象範囲はエアガンシステム全体として同法の適用を受ける。

- (1) 常用の温度において圧力が1メガパスカル(MPa)以上の圧縮ガスであって現にその圧力が1MPa以上であるもの。
- (2) 35℃において圧力が1MPa以上となる圧縮ガスとなるエアガンシステム一式(コンプレッサー, マニホールド, エアホース, エアガン本体)は全て該当する。

当初、高圧ガス保安協会に本件を照会したところ、許可・認可・届け出等は各都道府県が所掌しているとの回答を得た。そこで、鹿児島県下で基礎実験及び発震施設の建設を予定していることから、鹿児島県危機管理防災局消防保安課保安係の担当者を訪問した。作業概要等を説明した上で許認可に関する事項を確認したところ下記の回答を得た。

<回答>

- ① 基礎実験で使用予定のエアガンシステムは「第2種 可搬式製造設備」に該当する。1日当たりの想定される消費量が300 m<sup>3</sup>以下であることから第2種である。

仮に6000cuiチャンバー容量を使用すると6000cui=0.09832 m<sup>3</sup> 300/0.09832=3000Shotであれば制限を超えない。

- ② 使用する際は「届け出」が必要である。使用の20日前には県に提出する。提出する主体はエアガンシステムを取り扱う作業実施者となる。京大防災研の名前を出す必要はない。「届け出」を提出し受理されると通知が届くのでそれが実質的な使用許可となる。
- ③ 「届け出」は高圧ガス保安法の技術上の基準をみたす必要がある。技術上の基準には耐圧・保安距離等の様々な項目があるが、それぞれに対して証明書類が必要になる場合がある。
- 基本的に使用した実績があるものであれば問題になることは少ない。
- ④ 基礎実験のように臨時ではなく、常設発振設備のエアガンシステムは法令上どれに該当するかと質問したところ、同様に「第2種 可搬式製造設備」に該当するとの回答を得た。

高圧ガス保安に関して、上記の通り所定の手続きを基礎実験開始前に完了しておく必要がある。

## b-7 住吉池予備調査報告

長期連続反射法探査の検討計画で令和2年度に予定されている基礎実験の発振点候補地として始良市蒲生地区の住吉池を対象として水深調査を行った結果を本項で報告する。

### b-7-1 調査の目的

連続反射地震探査実験の発振点として、エアガン発振のために必要な水深が確保できることを確認する。

### b-7-2 本調査の背景

本調査の対象とした住吉池（図 1.2-2-80）は令和2年度の連続反射法地震探査の基礎実験 A のエアガン発振点候補地である。住吉池は鹿児島湾岸から内陸に 7.3 km 入った桜島の北北西 22 km の位置にある直径約 500m のほぼ円形の池である。

令和2年度の基礎実験では実際に陸上で長期にわたり連続してエアガン発振を行うための基礎的データを取得することが目的である。エアガンは海洋における地震探査で用いられる振源装置であり、一定以上の容積の清澄な水が存在し、エアガン発振深度よりさらに 10m 以上の水底深度の確保が安定した発振動作のために必要とされている。また陸上で発振をおこなうにあたりエアガンが発生する弾性波による湛水設備への影響を最小限にする必要がある。すなわち、エアガンから擁壁などの人工物への十分な距離を確保する必要がある。住吉池は直径約 500m の円形を呈しており、約 7500 年前に発生したマグマ水蒸気爆発で形成された爆裂火口に湛水したマールであるとされている（森脇他, 1986; Okuno et al, 1997）。そのため、天然の湛水条件を備えており、人工の堰堤は最小限である。このような条件を勘案した結果、住吉池は鹿児島湾沿岸の陸上においてエアガン発振のできる条件をほぼ備えた水域であると考えられた。

住吉池は始良市住吉地区に位置し、古くから周辺地区の灌漑用水源として利用されてきた（鹿児島県蒲生町, 1969）。住吉池の水質は淡水で清澄な状態である。そのために発振作業にともなう水の汚濁は極力避けなければならない。エアガンの直下に十分な水深が確保できない場合にはエアガンの発振にともない、水中の底泥が舞い上がり水質の悪化が懸念される。しかし、住吉池の最大水深および平均水深、さらには湖底地形に関する情報は確実なものがない。最大水深は 31.5 m（鹿児島県, 1979）、38 m（鹿児島県蒲生町, 1969）、あるいは 52 m（永住会, 1982）と記載に幅がある。このほか吉村(1930a, b)は 5 箇所で測深を行い最大水深 26-31 m として模式的な湖底地形断面を得たが、具体的な湖底地形の域には達していない。本調査の準備過程において蒲生総合支所耕地課で聞き取りを行った結果、水深や湖底地形について実際に調べられたことはないとのことであった。始良市発行の都市計画図によっても水深は記載されていない。

連続反射法地震探査の発振点として水の濁らないように発振をするためには、概略水深の実測を行うとともに湖底地形の把握が必要であることから今回の水深調査を行った。



図 1.2-2-80 住吉池. 始良カルデラ北西岸から 7.3 km 内陸側に位置する火口湖。始良市住吉地先に位置する。本図は地理院地図に加筆した。

#### b-7-3 調査内容

本調査で計測すべきもの：

- ・水深分布
- ・測深時の水位

#### 調査実施

令和 2 年 1 月 22 日 京都大学防災研究所火山活動研究センター職員 3 名 + オブザーバ 1 名

#### 機材：

ゴムボート（アキレス社製ローボート EC4-642 大人 4 名乗り）およびポンプ（ローボート付属足踏みポンプおよび BMO 社製 BM-CP-301D パワフルエアーパーンプ、魚群探知機（本多電子株式会社製デプスマッピング機能付き HDX-9S）およびバッテリー、ハンディナビ（ガーミン社製簡易 GPS ナビ eTrex-30J）、センサー用フロート（スタイロフォーム製 長さ 1m × 幅 70cm）、GNSS 受信機およびアンテナ、整準台、三脚等 1 式（水位測定用）、錘付きメジャー（100m）（直接測深用）、バケツ付きロープ（50m）（採泥用）、ブルーシート（ゴムボートが広げられるぐらいのサイズ）、ウェース、ゴミ袋

#### 救命胴衣（人数分）

トランシーバー（1対向）

ロープ

#### 水深調査方法

魚群探知機による簡易測深

ゴムボートに魚群探知機を搭載し水深データを取得する。キャンプ場浮棧橋を起点として住吉池を横断する。

水深調査と平行して水深測定時の水位を測定することを目的として、GNSS受信機を用いて標高の測定を行う。1. 測深前浮棧橋上、2. 陸上固定点、3. 測深後浮棧橋上を測定した。

水上班：こぎ手1名、記録・操作係1名。こぎ手側にハンディGPSを持たせる。

・出発時、魚探（デプスモードの記録）の動作確認。魚群探知機はデプスマッピングモードで動作させ、記録をメモリーに取得する。

・魚探表示の記録（位置、深さ）

・メジャーによる直接測深。

・バケツによる底泥サンプリング。

・こぎ手への方向指示。

陸上班：1～2名

・水上班コントロール

・水上班のバックアップおよび緊急対応

・GNSS機器設置（測定開始時浮棧橋上→陸上固定点→測定終了時浮棧橋）

#### 準備実施状況

令和元年

10月10日

住吉池初回下見を実施した。

10月15日

始良市蒲生支所耕地係に説明を実施した。

住吉池2回目下見を実施した。

11月8日

始良市蒲生総合支所にて住吉池水深の情報について聞き込み調査を実施した。

11月13日

調査業務契約業者の住吉池下見を実施した。

11月21日

始良市観光課へ基礎実験A実施のためのキャンプ場敷地使用の打診を行った。

12月10日

始良市蒲生総合支所にて住吉池の水利を管理する三叉土地改良区と住吉地区自治会長に予備調査の内容を説明し、予備調査実施の承諾を得た。

12月17日

ゴムボートおよび魚群探知機の納入。

12月24日

魚群探知機試運転と動作確認操作習熟を実施した。

ゴムボートエア入れおよび陸上テストを実施した。

12月28日

魚群探知機センサー装着具工作（ロッド式およびフロート式）を実施した。ロッド式では釣りのオッドホルダーを利用した道具を製作した。

地元への予備調査日程の連絡を行った。

令和2年

1月15日

ゴムボート進水および魚群探知機テスト、魚群探知機センサー装着具検討（桜島・浦之前港）ロッド式センサー装着とフロート式センサー装着とをゴムボートで実際に運用を行った。センサーの姿勢に注目をして比較した結果、確実にセンサー姿勢の確保できるフロート式センサー装着を採用することにした。

1月16日

センサーフロートの改良工作を実施した。試験運用ではフロートの大きさが過大であることが判明したので、フロート幅を30 cm削減する改良を実施した。

予備調査経過

航跡および主要な地点を図1.2-2-81に示す。なお図1.2-2-81の湖岸線は国土地理院地図によるもので、標高39mに相当する。住吉池は湖岸線のほとんどが急傾斜の崖から構成され、水面へのアプローチが容易なのはポイントAの周辺だけである。ポイントAの周囲の陸上は始良市によってキャンプ場として整備がなされていた。またポイントAには浮棧橋が作られており、ゴムボートへの载荷が容易であったため、水面における作業の起点として利用した。

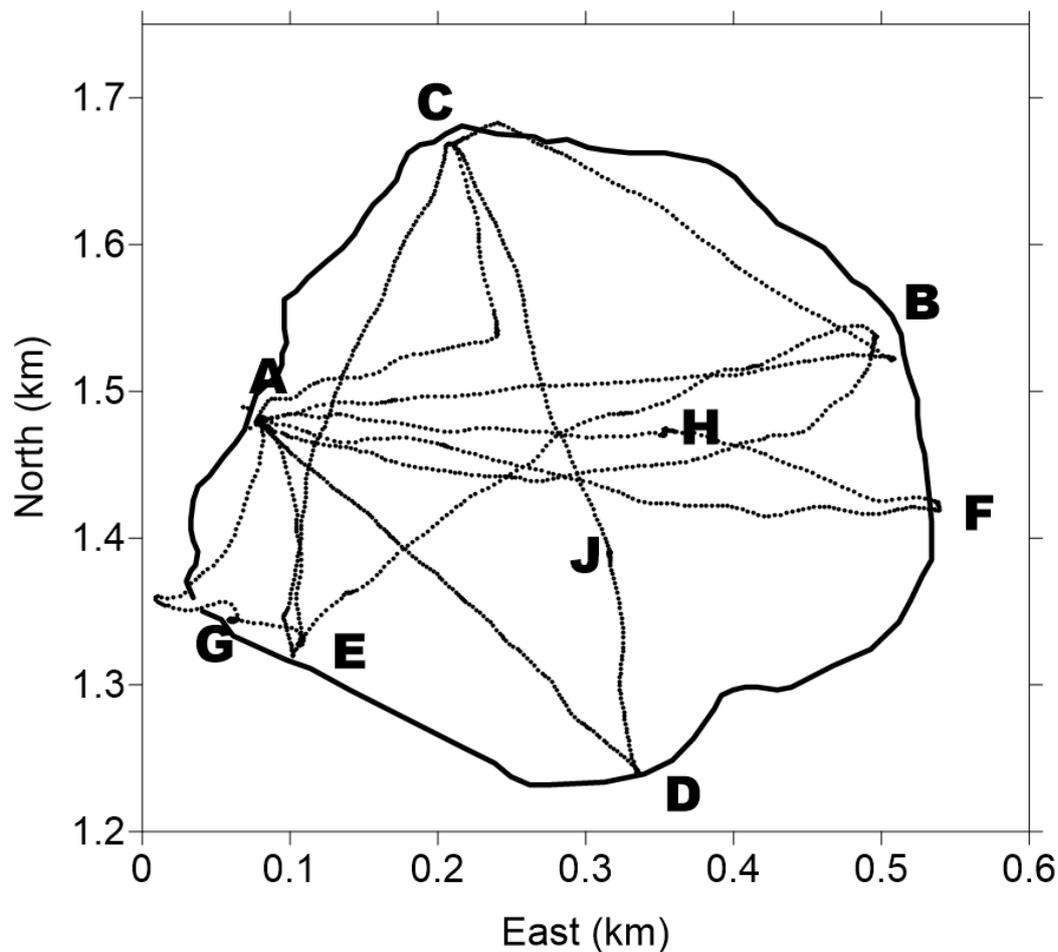


図 1.2-2-81 水深調査航跡。白丸は測深および測位点を示す。黒太線は国土地理院地図における湖岸線（標高 39 m）を示す。後述のように測深当日の水面高は標高 43 m であったので、航跡が湖岸線の外側に逸脱している場所がある。座標系の原点は蒲生高校 GNSS 観測点（北緯  $31^{\circ} 45' 30.44554''$ 、東経  $130^{\circ} 35' 19.92974''$ ）

表 1.2-2-8 調査の経過

09:01	SV0 出発		
10:30	住吉池キャンプ場に到着		
10:52	浮棧橋上に設置した f1t1 地点にて測量用 GNSS 立ち上げ()		
11:17	ボート進水		
11:22	魚群探知機起動完了		
11:25	ポイント A 出発		
11:36	ポイント F		
11:59	ポイント A 出発		
12:08	ポイント B		
12:16	ポイント C		
12:20	北緯 $31^{\circ} 46.342'$	東経 $130^{\circ} 35.484'$	こぎ手側のエア抜けが顕著になったのでこの点からポイント A に引き返す。
	休憩およびエア入れ		

13:14 ポイント A 出発  
13:28 ポイント D  
13:40 ポイント C  
13:52 北緯  $31^{\circ} 46.223'$  東経  $130^{\circ} 35.397'$  この地点から ポイント A に向かう。  
ポイント A 到着後エア入れ  
13:58 測量用 GNSS を再び浮棧橋上 f1t2 地点に移設して立ち上げ完了 (f1t2)  
14:09 ポイント A 出発  
14:19 ポイント B 到着  
14:21 ポイント B 出発  
14:48 測深完了  
15:08 住吉池キャンプ場出発  
16:44 SV0 到着

また 2 本の測線 (AB および DC) では測線上の最深点にて錘付きメジャーによる直接測深を実施した。その結果も表 1.2-2-8 に示す。

ボートへの魚群探知機の装着および測定時の状況を図 1.2-2-82 に示す。魚群探知機本体はゴムボート上に搭載した踏み台に装着され、センサー類はゴムボートとは別のフロートに装着した。センサーを装着したフロートはロープでゴムボートから牽引された。

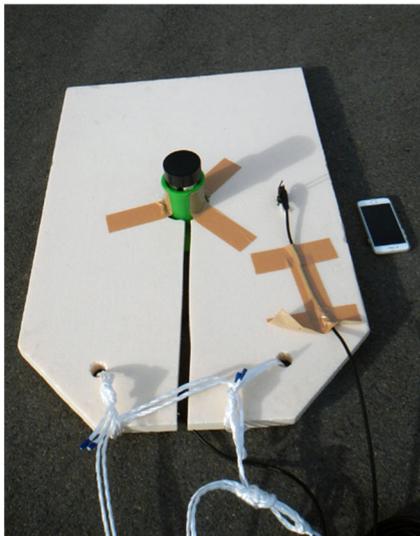
(a)



(b)



(c)



(c)

図 1.2-2-82 測深作業状況。(a)人物が乗っているのがゴムボート。ゴムボートの後ろに浮かぶ五角形の板がセンサーを装着したフロートである。ゴムボートとフロートの間は概ね 1.2 m ほどであった。(b)魚群探知機搭載状況。(c)フロート裏面。中央の円柱の先端に魚群探知機センサー、右側に水温センサーを装着している。測深時の気泡によるノイズを緩和するために魚群探知機センサーはフロート下面よりさらに下側に位置する。

なお、当日は B 地点近傍の岸からの水の導入があった。明治 28 年以来実施されている寺師川からの水の導入（鹿児島県蒲生町、1969）と思われる。測深実施中の水位変化が予想されたので、GNSS 受信機を用いて測深前後の水面標高と固定点の標高を逐次測定した。

GNSS による標高測定の様子を図 1.2-2-83 に示す。A 地点の浮棧橋上で 2 回の測定を、湖岸の岸壁上で 1 回の測定を行った。

(a)



(b)



図 1.2-2-83 GNSS 受信機による測量。(a)浮棧橋上における測定(flt1, flt2)。(b)湖岸上における測定(fix1)

表 1.2-2-9 GNSS 測量結果。fix1 は A 地点近傍の湖岸、flt1 および flt2 は A 地点の浮棧橋上で測定したもの。

ポイント ID	日付/時間	緯度	経度	高さ精度	ジオイド高	標高	アンテナ高	内ハイトフック読み	内浮棧橋-水面	備考
KAMO	2020/1/22 8:59	31° 45' 30.44554" N	130° 35' 19.92974" E	0.0000	31.8395	23.0890				
fix1	2020/1/22 12:47	31° 46' 19.12599" N	130° 35' 21.65578" E	0.0002	31.8847	47.9886	1.033	0.673		地上
flt1	2020/1/22 10:52	31° 46' 18.40028" N	130° 35' 22.77295" E	0.0003	31.8831	43.0216	1.466	0.691	0.415	浮棧橋開始後

flt2	2020/1/22 13:58	31° 46' 18.40038" N	130° 35' 22.77351" E	0.0004	31.8831	42.9960	1.442	0.652	0.430	浮 棧 橋 終 了 前
------	--------------------	---------------------------	----------------------------	--------	---------	---------	-------	-------	-------	----------------------------

表 1.2-2-9 から測深当時の水面は標高 43 m であった。flt1 の標高に比べて flt2 の標高の方が 2.56 cm 低い。今回の測深ではエアガン実験の予備調査が目的であるのでメートルオーダーの精度があれば十分であることから、両者の差は測深結果に決定的な影響をあたえるものではない。

住吉池南西端の水門 (G 地点) に量水指標を発見した (図 1.2-2-84)。量水指標によれば水深調査当日の水位は +6.8 m であった (図 2-2-84a)。測深作業の完了後にあらためて下見時の写真を見直した結果、10 月 10 日に実施した初回下見時の量水指標は +4.0 m の水位を指していたことが判明した (図 2-2-84b)。初回下見以降 105 日が経過していることから、平均的な 1 日の水位変化は  $280 \text{ cm} / 115 \text{ deys} = 2.4 \text{ cm} / \text{day}$  と推測される。1 時間あたりでは  $2.4 \text{ cm} / 24 \text{ Hour} = 0.1 \text{ cm}$  であり、測深を行った 3 時間では 0.3 cm の変化であろうと推測される。

このことから測深作業中の水の流入にともなう水位変化も無視できる量であると考えられる (表 2-2-9)。

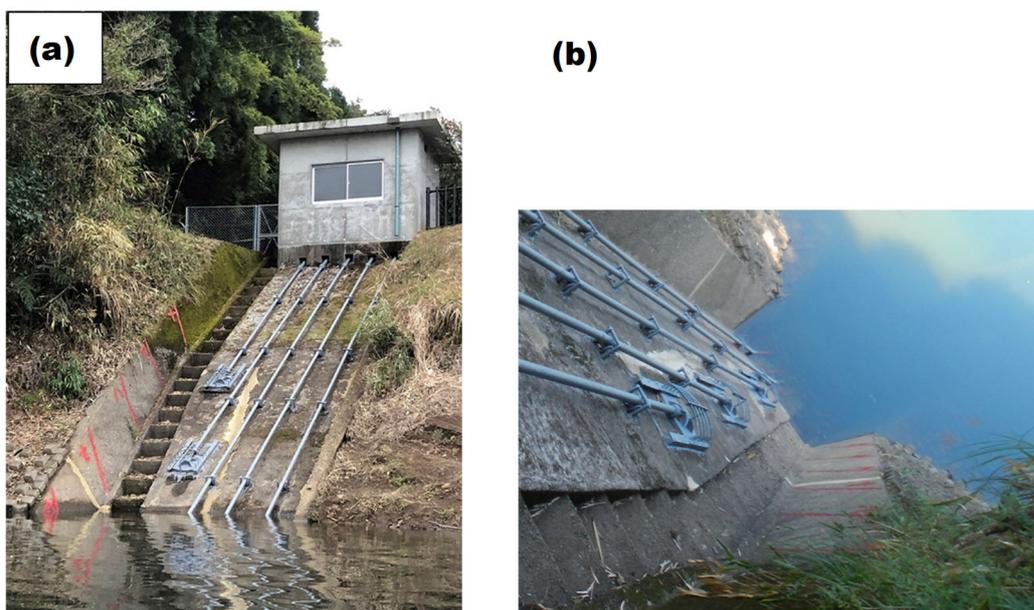


図 1.2-2-84 (a)G 地点の量水指標。擁壁の赤線下端が水面に接するところが水位値を示す。令和 2 年 1 月 22 日 14:34 撮影。+6.8 m を示している。(b)令和元年 10 月 10 日 12:10 (a)と異なるアングルから撮影したもの +4.0m を示している。

表 1.2-2-10 にボート上で読み取った数値のメモを示す。

表 1.2-2-10 指示値メモ

11:25 ポイント A より測深航行開始

以下、魚探画面表示のメモ

11:27	31:46.292	N	130:35.492	E	31	m	
11:31	31:46.278	N	130:35.560	E	31.8	m	
11:33	31:46.274	N	130:35.608	E	29.5	m	
11:36	31:46.276	N	130:35.673	E	1.5	m	Point F 流木多 数
11:41	31:46.304	N	130:35.560	E	31.4	m	メジャー測深
	30.3	m	バケツを投入して採泥を試みるが泥とれず (手応えで着底は確認)。				
11:58	ポイント A にて魚探動作終了のうえ、再起動						
11:59	魚探起動完了						
12:01	31:46.317	N	130:35.461	E	29.3	m	
12:03	31:46.321	N	130:35.513	E	30.1	m	
12:05	31:46.325	N	130:35.576	E	30.6	m	
12:07	31:46.331	N	130:35.625	E	25.3	m	
12:08	31:46.332	N	130:35.653	E	7.6	m	Point B
12:10	31:46.350	N	130:35.611	E	18.8	m	
12:11	31.46.359	N	130:35.595	E		m	底に盛り上がった影あり
12:12	31:46.381	N	130:35.562	E	22.4	m	
12:14	31:46.407	N	130:35.510	E	9.7	m	
12:16	31:46.413	N	130:35.470	E	5.4	m	Point C
12:18	31:46.383	N	130:35.484	E	21.2	m	
12:20	31:46.342	N	130:35.484	E	28.0	m	こぎ手側のエア
抜けが顕著になったのでこの点からポイント A に引き返す。							
休憩およびエア入れ							
12:47	測量用 GNSS を岸の固定点 (fix1) に移動し立ち上げ完了。						
13:14	Point A 出発						
13:16	31:46.284	N	130:35.415	E	27.3	m	
13:19	31:46.267	N	130:35.438	E		m	底に盛り上がった影あり
13:20	31:46.244	N	130:35.461	E	31.6	m	
13:24	31:46.196	N	130:35.522	E	21.6	m	
13:28	31:46.180	N	130:35.544	E	4.2	m	Point D
13:30	31:46.256	N	130:35.533	E	31.7	m	メジャー測深
	30.65	m (13:33)					
13:40	31:46.404	N	130:35.470	E	8.7	m	Point C

13:42	31:46.405	N	130:35.461	E	7.4	m	
13:44	31:46.361	N	130:35.437	E	22.0	m	
13:50	31:46.240	N	130:35.394	E	24.6	m	
13:52	31:46.223	N	130:35.397	E	5.8	m	Point E この地
点から Point A に向かう。							
13:55	誤って流したポリ瓶の蓋を回収した。						
エア入れ							
13:58	測量用 GNSS を再び浮棧橋上に移設して立ち上げ完了 (fl1t2)						
14:09	出発						
14:10	魚探デプスマップスタート						
14:19	31:46.334	N	130:35.645	E		m	Point B
14:21	Point B 出発						
14:23	31:46.329	N	130:35.594	E	29.1	m	
14:25	31:46.311	N	130:35.538	E	31.3	m	
14:30	31:46.245	N	130:35.421	E	29.4	m	
14:31	31:46.229	N	130:35.400	E	10.2	m	

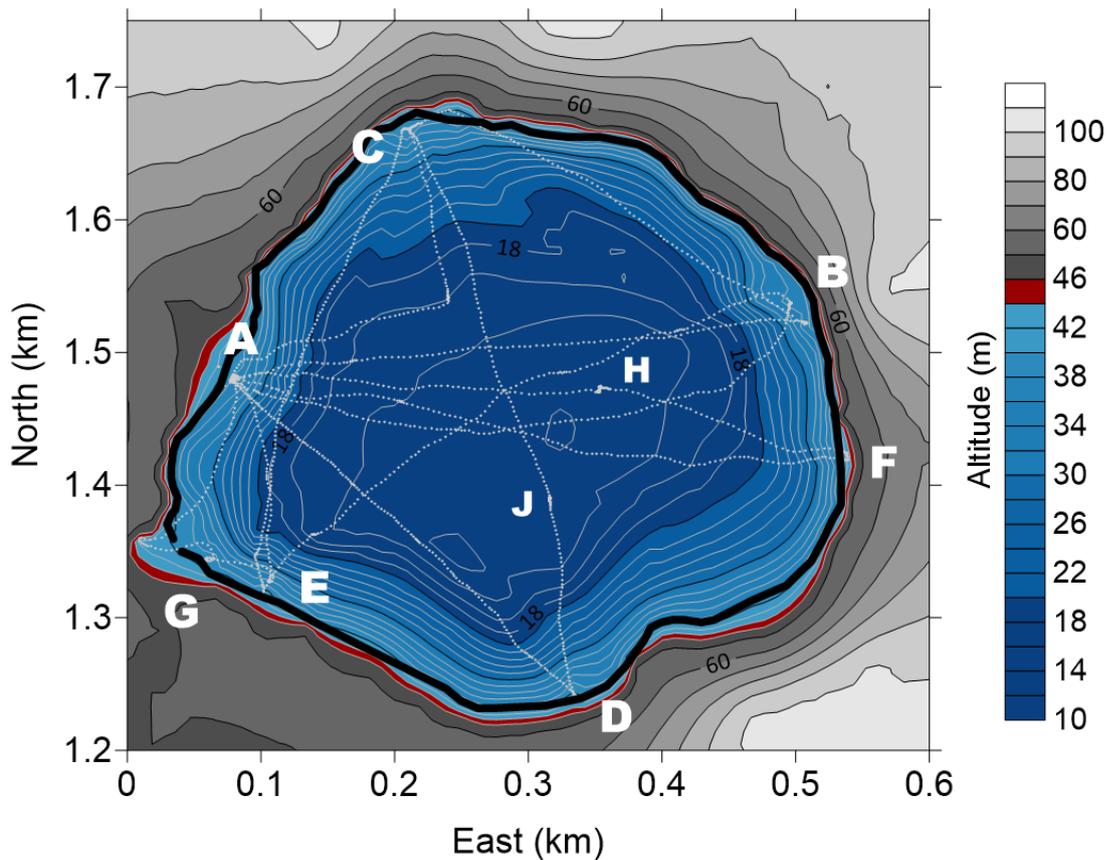


図 1.2-2-85 測深結果。コンターは海拔標高で、白丸の連なりが航跡を、黒実線が地理院地図に描かれた湖岸線（標高 39m）を示す。湖岸線の外側の地形は地理院地図の標高を読み取ったもの

を使用した。座標系の原点は蒲生高校 GNSS 観測点（北緯 31° 45' 30.44554"、東経 130° 35' 19.92974"）

最終的な湖底地形の描画には魚群探知機に保存されたカンマ区切り型式の測深記録を用いた。測深記録中の水深値のチェックを行う目的で、測線上の 2 点（ポイント H, J）で錘付きメジャーによる直接測深を実施した。錘付きメジャーを水中に投入し、メジャーの錘が着底したときの水面の目盛りをよみとり直接測深結果を得た。その結果は表 1.2-2-10 に含まれる。また水温センサーも接続されていたので水温も記録されているが、特段の高温異常は観測されず、測深を実施したすべての点で摂氏 11.4~11.5 度であった。

表 1.2-2-10 によればポイント H および J のいずれにおいても魚群探知機の値が直接測深結果の値より 1m 大きく出ていることが分かった。このことを考慮して、[魚群探知機から出力される深度値] - 1m の値を 補正済み深度値として用いることにした。また、測深当日の水面標高が 43 m であることから、 $43 \text{ m} - [\text{補正済み深度値}] = [\text{水底標高値}]$  とした。

水底標高値からデータ可視化ソフト SURFER を用いて作成した湖底地形を図 1.2-2-85 に示す。湖底地形をまとめると次のようになる

- ・最深点水底標高 12.1m（最大深度 30.9m）、測深結果図で (E, N)=(1.47, 0.38)km，北緯 31° 46.3024' 東経 130° 35.5739' の場所。
- ・大局的な地形は鍋底状である。鍋の底はわずかに南南東に向かって傾いている。
- ・浮棧橋（ポイント A）から 90m 離れれば 20m 以上の水深が確保できる。
- ・池の中央やや東よりのところに高さ数メートルの小さな高まりがある。この高まりの近傍に最深点がある。
- ・岸に近い場所の湖底の勾配は水平距離 26m に対して深度 10m の変化=38%の勾配（2.1° の下り坂）が多い。

令和 2 年度基礎実験では最大発振深度 10m を想定している。慣例としてエアガン発振に必要な水深はエアガン発振深度+10m であることから、基礎実験では 20m の水深が必要であると考えられる。住吉池は浮棧橋から 90m 離れれば 20m 以上の水深が確保できるので、基礎実験に使用することが可能であると考えられる。

### 2-3. まとめ

#### <深部反射波の検討>

鹿児島湾北部で行われた人工地震実験で得られた観測波形に群列配置解析を施すことにより、得られた見かけ速度と到来方向から始良カルデラ深部からの地震波反射を分離することができた。

始良カルデラ東部では PS 変換反射も含めて推定された反射面が深さ 16~18km に集中している。この領域は鹿児島湾の最大水深を示し若尊カルデラと呼ばれている場所に相当する。

さらに始良カルデラ中央部から南部にかけての地域では桜島に近づくにつれて PS 変換反射がより浅い場所で発生する傾向がある。もっとも浅い PS 変換反射は桜島沿岸から島内の深さ 5~6km で発生することが推定された。それぞれ桜島西部の PS 変換反射発生場所は大正西火口列の

直下に相当するほか、桜島北東部の PS 変換反射発生場所は安永諸島の直下に相当し、いずれも規模の大きい噴火活動の中で溶岩流出や海底噴火など顕著な表面現象があった場所の地下に対応することが注目される。

またほとんどの反射面は差し渡し数キロメートル程度の広がりを持つことが確認された。

以上より、十分な透過力をもった振源による発振を群列配置の観測点で観測を行うことにより、始良カルデラの地下 10~20 km で発生する地震波の反射を捉えることができることが示された。

#### <人工振源検討結果>

既存の人工震源装置およびその観測記録等のデータを整理し、震源の透過力やモニタリングへの適応性などに関わる情報抽出を行った結果、以下の知見が得られた。

- (1) 既往データに基づき検討した結果、当該地域では大型バイブレータ 4 台による 300 回以上の同時発振による重合でも、10 を超える S/N 比を達成できず、十分な透過力を得られないことが判明した。S/N の向上に有効と考えられている CBS の流れに従う重合後の記録においても、深部反射波と考えられるイベントを検出できなかった事から、バイブレータ震源は想定されるモニタリング業務に対しては適さない震源であると評価された。
- (2) 総容量 6000 in<sup>3</sup> のエアガン震源の透過力は予想外に良好なものであった。マグニチュードに基づき震源エネルギーの評価を実施した処、データのばらつきは大きかったものの、マグニチュードの平均値は、発破とエアガンでほぼ同じ値(約 1.2)となり、震源エネルギーの平均値はエアガンの方が大きく求まる結果となった。また、エアガンの S/N 比は、単一のショット記録に関して、3~4 程度でオフセット距離に依らず良好な値を示した。この S/N 比は、大薬量の発破に比べると、オフセット距離が小さな観測点では数分の 1 の値であるが、重合効果に期待すると、大薬量の発破に代替可能な唯一の震源と言える。因みに、エアガンの重合効果による S/N 比の向上は、ほぼ理想的なものであり、常設観測点の記録に対しては、10 回以上の重合を実施する事により、容易に 10 を超える S/N 比を達成できる事が判明した。
- (3) S/N 比の比較検討の結果、地表設置の地震計のノイズレベルが常設観測点の 4 倍程度である可能性が指摘できた事から、10 に近い S/N 比を得る為には、現状のままの受振器設置で少なくとも 60~70 ショットの重合を実施するか、地震計をある程度埋設するなどしてノイズレベルの低減を図る事の 2 通りの提案がなされた。将来的には良好な作業効率の実現が望まれる処から、60 回以上に及ぶ発振作業を 20 回未満の作業に軽減できるのが望ましく、次年度の実験に地震計の埋設効果の検証を行う事も提案する。
- (4) 総容量 6000cui のエアガンアレイ構成を GUNDALF でシミュレーションし、総弾性波エネルギー出力及び周波数特性等の具体的な指標を得て、エアガンアレイ設計の方向性を決定した。
- (5) 主要エアガンパラメーターについての検討を行い、それらがエアガンの性能にどのような影響を与えるかを整理した。エアガンアレイ設計においてどの性能または特性を重視すべきかの優先順位を決定する為の知見を得た。

既存の地質情報等を整理し、発振点候補地に関わる情報抽出を行うとともに予備調査を行った結果、以下の知見が得られた。

- (6) 始良カルデラおよび桜島周辺においては、2.3～2.8 km/s の低速度層がおよそ 1km の厚さをもって存在し、その下位には 4.6～5.0 km/s の高速度層の分布が認められている。こうした低速度層の存在やインピーダンスコントラストが大きい特性から、弾性波の減衰が大きくなる可能性が示唆される。
- (7) 隼人町の発振予定地の表層は、概ね細粒な砂質堆積物で構成され軟弱地盤を形成している。付近のボーリングデータからは、地下 2～3m 程度に地下水の存在が示されており、地下水の深度は潮汐や降雨による影響を受けて変化するとされている。隼人町における予定地点は、海岸から約 600m 内陸に位置しているため、海洋潮汐の影響を少なからず受ける範囲に位置する。こうした環境下に位置していることから、ガンピットの開削を計画する際は、ボーリングや盤ぶくれといった掘削底面の破壊現象を考慮する必要がある。
- (8) 住吉池は、蒲生町約 2km 東方に位置しており、マグマ水蒸気噴火に伴い形成された。その直径は約 500m で、周囲は比高 50～100m の急崖となり、閉鎖的で比較的静穏な環境にある。また予備調査として行った水深調査の結果、浮棧橋から 90m 離れば 20m 以上の水深が確保できることが明らかになり、住吉池は基礎実験の発振に使用することが可能であると考えられる。

さらに許認可関係では以下のことが明らかになった。

- (9) 基礎実験で使用予定のエアガンシステムは「第 2 種 可搬式製造設備」に該当し、エアガンシステムを取り扱う作業実施者が使用の 20 日前までに鹿児島県の担当部署に届け出ることが必要である。3000Shot であれば制限を超えない。

エアガンの利用条件等を考慮した結果、下記の仕様（エアガン仕様－③）が実際に実施可能な実験の仕様として提案された。

- ・総容量 : 2550cui
- ・ガン深度 : 10m
- ・ガン圧力 : 2000psi
- ・アレイ構成 : 350cui×3 基 クラスタ トリガン構成+1500cui シングル
- ・型式 : Bolt 社 1500LL

#### c. 参考文献

- 赤木寛一（1998）：掘削地盤安定に関する諸問題，基礎工，27，2-4.
- 荒牧重雄（1969）：鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物. 地質学雑誌，75，425-442.
- 安藤誠・森谷武男・岩崎貴哉・武田哲也・朴 成実・酒井慎一・飯高 隆・久保篤規・宮町宏樹・田代勝也・松島 健・鈴木貞臣，（2002）九州東部の人工地震観測から推定された地殻構造，東京大学地震研究所彙報，Vol. 77，277-285.

- Paul Karson ALANIS, Hiroki MIYAMACHI, Hiroshi YAKIWARA, Kazuhiko GOTO, Reiji KOBAYASHI, Takeshi TAMEGURI and Masato IGUCHI, (2012), Seismic Velocity Structure of the Crust Beneath the Aira Caldera in Southern Kyushu by Tomography of Travel Times of Local Earthquake Data, Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol. 57 (2012) No. 4, pp. 227-234.
- 浅田照行・重富國宏・梅田康弘・辰巳賢一・木村昌三・川谷和夫・大村誠 (2003) : 海洋潮汐・海面変動はどこまで影響するか, 平成 15 年度京都大学防災研究所研究発表講演会, D-19.
- Bredhoeft, J. D. (1967) : Response of Well-Aquifer Systems to Earth Tides. J. Geophys. Res. Lett., 70, 3075-3088.  
(<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/JZ072i012p03075>)
- CERVENY, V., PSENCIK, I., (1988) PROGRAM SEIS88, NUMERICAL MODELLING OF SEISMIC WAVE FIELDS IN 2-D LATERALLY VARYING LAYERED STRUCTURES BY THE RAY METHOD, INSTITUTE OF GEOPHYSICS, CHARLES UNIVERSITY and GEOPHYSICAL INSTITUTE, CZECHOSL. ACAD. SCI.
- Bagaini, C., L. (2008) Low-frequency vibroseis data with maximum displacement sweeps, The leading Edge, May, 2008, 582-591.
- G. Dagan, J. Bear (1968) Solving The Problem of Local Interface Upconing In A Coastal Aquifer By The Method Of Small Perturbations. J. Hydrol. Res, 6 ,15-44.
- 土木学会 (1999) 土木用語辞典. 技報堂出版.
- 永住会 (1982) ふるさとの生活誌, 永住会刊行, p. 4.
- Ghyben, B. W. (1887) Nota in verband met de voorgenomen put boring nabij. Amsterdam Kononkl. Inst. Ing. Tijdschr. 1888-1889, 8-22.
- GUTENBERG, B. and C. RICHTER, (1956) Magnitude and Energy of Earthquakes. Ann. Geofis., 9, 1-15.
- 早坂祥三 (1987) : 鹿児島湾北西部地域の第四系層序の再検討. 地団研専報, 33, 207-224.
- Herzberg, B. (1901) Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder. Jour. Gasbeleuchtung Wasserversorg. 44, 815-844.
- 井口正人・他 82 名 (2009) 2008 年桜島人工地震探査の目的と実施, 京都大学防災研究所年報, 第 52 号 B, 293-307.
- 板寺一洋 (1999) 温泉地学研究所の観測井における地下水位変化の特徴とその補正について. 神奈川県温泉地学研究所報告. 29, 57-64.
- 海上保安庁 (2018) 海域火山データベース.  
<https://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/kaiyo28-2.htm>
- 鹿児島県 (1979) 第 2 回自然環境保全基礎調査 湖沼調査報告書.

- 鹿児島県蒲生町 (1969) 蒲生郷土誌, 鹿児島県蒲生町, 530pp.
- Kaneoka, I., Aramaki, S., Kobayashi, Oki, K. (1984) Pliocene and Pleistocene volcanism in southern Kyushu: K-Ar ages of Fumoto and Isaku pyroclastic flows and related rocks. *Bulletin of Volcanological Society of Japan*, 29, 59-62.
- 小林哲夫・岩元洋一・奥野充 (2004) 蒲生単成火山群の噴火年代と噴火様式, 日本火山学会講演予稿集, A26.
- 小林哲夫・味喜大介・佐々木寿・井口正人・山元孝広・宇都浩三 (2013) 桜島火山地質図 (2万5千分の1), 第2版, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 小林哲夫 (2014) 日本の始良カルデラとフィリピンのイロシンカルデラの噴火推移の比較研究. *地学雑誌*, 123, 739-750.
- 国土庁土地局 (1979) : 縮尺 20 万分の 1 土地保全図付属資料 (鹿児島県), 61p  
 国土地盤情報検索サイト「Kunijiban」,  
<http://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/attention.html>.
- 国土交通省国土情報課 (1972a) 5 万分の 1 都道府県土地分類基本調査図 (加治木) 地形分類図.
- 国土交通省国土情報課 (1972b) 5 万分の 1 都道府県土地分類基本調査図 (国分) 地形分類図.
- 国土交通省国土情報課 (1972c) 5 万分の 1 都道府県土地分類基本調査図 (加治木) 表層地質図.
- 国土交通省国土情報課 (1972d) 5 万分の 1 都道府県土地分類基本調査図 (国分) 表層地質図.
- LAWS, R. M., HATTON L. and HAARTSEN M. (1990) Computer modelling of clustered airguns, *Geophysical Prospecting: First Break* 8(9) 331-338.
- 正木和明・飯田汲事 (1980) 軟弱地盤の Q 値と S 波速度・N 値との関係. *地震第 2 輯*, 33, 392-394.
- H. Miyamachi, C. Tomari, H. Yakiwara, M. Iguchi, T. Tameguri, K. Yamamoto, T. Ohkura, T. Ando, K. Onishi, H. Shimizu, Y. Yamashita, H. Nakamichi, T. Yamawaki, J. Oikawa, S. Ueki, T. Tsutsui, H. Mori, M. Nishida, H. Hiramatsu, T. Koeda, Y. Masuda, K. Katou, K. Hatakeyama, and T. Kobayashi (2013) Shallow Velocity Structure Beneath the Aira Caldera and Sakurajima Volcano as Inferred from Refraction Analysis of the Seismic Experiment in 2008, *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, Vol. 58, No. 1, 227-237.
- 宮町宏樹・他 49 名 (2019) 人工地震探査による南九州横断測線下の速度構造(4), 日本地震学会秋季講演会予稿集, S06-21.

- 森脇広・町田洋・初見裕一・松島義章 (1986) 鹿児島湾北岸におけるマグマ水蒸気噴火とこれに影響を与えた縄文海進. 地学雑誌, 95, 94-113.
- 森脇広・松島義章・町田洋・岩井雅夫・新井房夫・藤原治 (2002) 鹿児島湾北西岸における縄文海進最盛期以降の地形発達. 第四紀研究, 41, 253-268.
- 森脇広・松島義章・杉原重夫・大平明夫・大木公彦・増淵和夫・弦巻賢介 (2015) 鹿児島湾北岸, 国分平野における過去 15,000 年間の海面変化と古環境変化. 第四紀研究, 54, 149-171.
- 長岡信治・奥野充・新井房夫 (2001) 10 万~3 万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史, 地質学雑誌, 107, 432-450.
- 永迫俊郎・石塚孔信・森脇広 (2013) 霧島市における中心市街の変容と地形環境. 鹿児島大学法文学部紀要, 1204, 1-23.
- M. Okuno, T. Nakamura, H. Moriwaki, T. Kobayashi (1997) AMS radiocarbon dating of the Sakurajima tephra group, Southern Kyushu, Japan, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 123, 470-474.
- 小野晃司 (1973) 住吉池マールの  $^{14}\text{C}$  年代, 火山, 第 2 集, 18, 96.
- K. ONO, K. Ito, I. Hasegawa, K. Ichikawa, S. Iizuka, T. Kakuta, and H. Suzuki (1978) EXPLOSION SEISMIC STUDIES IN SOUTH KYUSHU ESPECIALLY AROUND THE SAKURAJIMA VOLCANO, Journal of Physics of the Earth, 26, Supplement, S309-S319.
- 太田良平 (1967) 加治木地域の地質. 地質調査所, 13p.
- 大塚裕之・西井上剛資 (1980) 鹿児島湾北部沿岸地域の第四系. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), 13, 35-76.
- Saiga, A., Matsumoto, S., Uehira, K., Matsushima, T., and Shimizu, H. (2010) Velocity structure in the crust beneath the Kyushu area, Earth Planets and Space, 62, 449-462.
- 猿山光男・古川博恭・藤井厚志・山本昭夫・靱倉克幹・菅原利夫 (1986) 日本の地下水「第 9 章九州地方の地下水」. 地球社出版, 683-886.
- 佐藤亮・大木公彦・吉澤明・廣瀬亜紀子 (2000) 鹿児島湾北西部沿岸地域に分布する上部新生界の層位学的研究. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), 33, 35-76.
- 篠原雅尚・平田直・卜部卓・浅沼俊夫 (1990) 伊豆半島熱川における小規模アレイ観測による散乱体の推定, 地震 2, 43, 471-482.
- STAPLES, R. K., HOBBS, R. W. and WHITE, R. S. (1999) A comparison between airguns and explosives as wide-angle seismic sources, Geophysical Prospecting, 47, 313-339.

- 周藤正史・石原和弘・巽好幸（2000）始良カルデラ地域の先カルデラ火山活動史-カルデラ北縁部加治木，国分地域及び南縁部牛根地域の溶岩流試料の K-Ar 年代測定-. 火山，45，1-12.
- 杉本隆男（1986）開削工事に伴う地表面最大沈下量の予測に関する研究. 土木学会論文集，373，113-120.
- Turner, M. T., and Koehler, F. (1969) Velocity spectra - digital computer derivation and applications of velocity functions, GEOPHYSICS, 39, 859-881, 1969.
- 筒井智樹・今井幹浩・對馬和希・八木直史・井口正人・為栗 健、(2011) 桜島火山北東部の表層地震反射構造, 火山、56 卷 6 号, 201-212.
- TSUTSUI, T., YAGI, N., IGUCHI, M., TAMEGURI, T., MIKADA, H., ONISHI, K., MIYAMACHI, H., NISHIMURA, T., MORITA, Y., and WATANABE, A. (2013) Structure of Northeastern Sakurajima, South Kyushu, Japan, Revealed by Seismic Reflection Survey, Bull. Volcanol. Soc. Japan, 58 No.1, 239-250.
- 筒井智樹・他 48 名，(2014) 桜島火山における反復地震探査（2013 年観測），京都大学防災研究所年報，第 52 号 B, 138-149.
- 露木利貞（1969）九州地方における温泉の地質学的研究（第 5 報）鹿児島県内の温泉一特に温泉貯留体について. 鹿児島大学理学部紀要（地学・生物学），2，85-101. 地質学雑誌，107，432-450.
- 内村公大・鹿野和彦・大木公彦（2014）南九州，鹿児島県リフトの第四系. 地質学雑誌，120，127-153.
- 宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒澤正夫（1997）20 万分の 1 地質図幅「鹿児島」. 地質調査所.
- 渡辺晃（1971）近地地震のマグニチュード，地震 II，24，189-200.
- 横山尚秀・小鷹滋郎・板寺一洋・長瀬和雄・杉山茂夫（1995）神奈川県西部地震予知研究のための地下水位観測施設と地下水位解析. 神奈川県温泉地学研究所，26，21-36.
- 吉村信吉（1930a）九州南部火山湖の理化學的及生物學的豫察研究，地学雑誌，42，381-387.
- 吉村信吉（1930b）九州南部火山湖の理化學的及生物學的豫察研究（其三），地学雑誌，42，450-461.

#### 謝辞

次の皆様に謝意を表す。本稿の構造モデルは共著者の對馬和希の秋田大学大学院工学資源学研究科修士論文のものを参考に構築を行った。

本調査にあたり京都大学火山活動研究センターの諸兄の精進の結晶である定常点と臨時点における地震観測記録を使用させていただいた。また、2018年鹿児島大学地殻構造探査の観測記録およびバイブレータ発振波形は鹿児島大学受託研究「大規模人工地震探査による南九州島弧地殻構造の解明」の成果であり、鹿児島大学大学院理工学研究科宮町宏樹教授にはその利用を快諾していただいた。ここに記して感謝の意を表する。

本予備調査を実施するにあたり、下記関係機関の協力を得た。また、下記地元関係者には住吉池の調査の許諾をいただいた。

住吉池キャンプ場管理担当：始良市企画部商工観光課観光係

住吉池管理：始良市農林水産部耕地課耕地管理係

住吉池水利管理：三叉土地改良区

住吉池近隣住民：住吉地区自治会

ここに記して謝意を表する。

## (2) 活動的カルデラ火山の火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査

### 1. 始良カルデラの火山性地殻変動データの蓄積

桜島において1914年に発生した噴火（大正噴火）では、南岳の東西両側の山腹から1.34km<sup>3</sup>の溶岩と0.52km<sup>3</sup>の火山灰・軽石が噴出した（石原・他、1981）。南九州では陸地測量部により1891年に最初の水準測量が行なわれていたが、この噴火後に実施された水準測量によって、地盤の沈降が南九州一円において検出された。特に、鹿児島湾北部海域周辺の沈降は顕著であり、始良カルデラの西の縁にある大崎ノ鼻（BM2474）では鹿児島市（BM2469）に対して約70cmの沈降が観測された（図2.1-1-1）。さらに、佐々（1956）は、最初の測量から大正噴火の直前まで、地盤の隆起が進行し、噴火に伴った約1m地盤が沈降したと推定した。地盤沈降の中心は桜島ではなく、始良カルデラの中央部付近にあることが知られている（Omori、1918）。Mogi(1958)は、微小球状圧力源モデル（いわゆる茂木モデル）を地盤沈降に適用し、この地盤変動を引き起こした圧力源の位置を始良カルデラの中央部地下深さ10km付近と求めた。

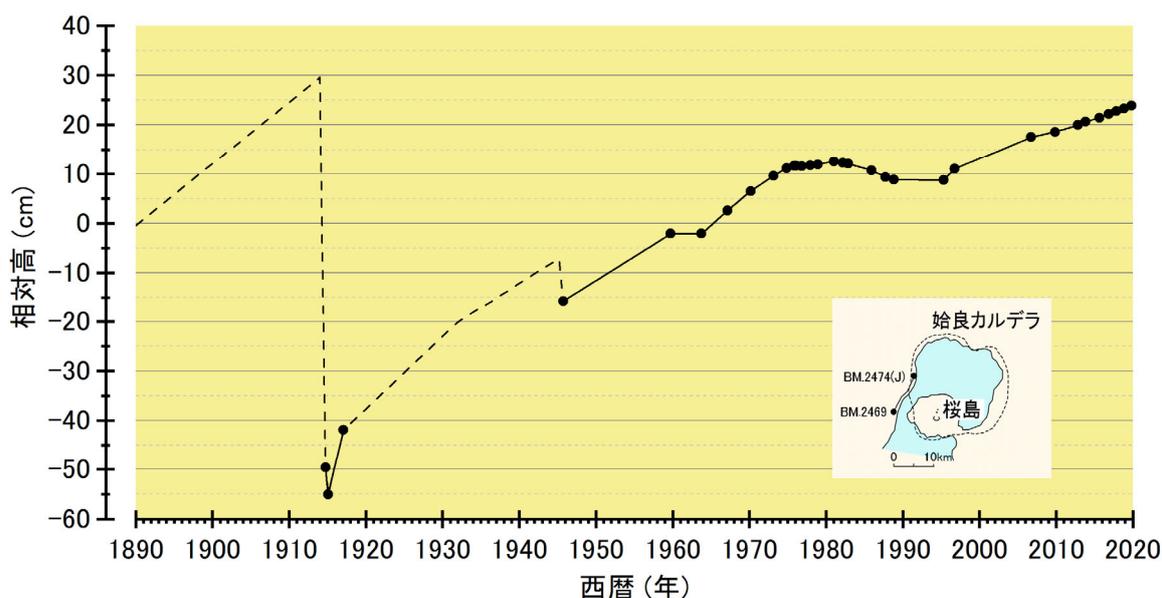


図 2.1-1-1 始良カルデラ西縁の BM2474 の BM2469（鹿児島市）に対する相対上下変動の時間変化

1914年の噴火以降、始良カルデラ周辺の地盤は再び隆起を始めたが、南岳の東山麓から0.18km<sup>3</sup>（石原・他、1981）の溶岩を流出した1946年の噴火では地盤が約7cm（佐々、1956による推定値）沈降した（図2.1-1-1）。これ以降再び始良カルデラ周辺の地盤は隆起を続け、1955年から始まった南岳の山頂爆発活動では、爆発の発生回数の少ない1973年まで顕著な隆起が見られたが、爆発回数が200~400回に達する1974年から1992年までの活動期には地盤の隆起が停滞するかやや沈降している。このように地盤の隆起・沈降

の中心が始良カルデラにあること、静穏期には隆起、噴火活動期には沈降の明瞭な地盤変動と噴火活動の関係が認められることから、桜島火山にマグマを供給する主たるマグマ溜りは桜島の北方、始良カルデラの中心の深さ 10km 付近にあると考えられている。

桜島における爆発回数は 1993 年から顕著な減少傾向を示し、2003 年から 2005 年までの爆発回数は年間 9 回まで低下した。これに対応するように始良カルデラ周辺の地盤は 1993 年ごろから隆起に転じた（江頭・他、1997；江頭・他、1998a）。2006 年にマグマ水蒸気噴火で始まる昭和火口における噴火活動期においては 2009 年～2015 年に年間 1000 回のペースで爆発が発生したが、1993 年以降は隆起が続いており、1995 年から 2019 年までの大崎ノ鼻（BM2474）における隆起量は約 14cm である。

水平変動についても同様に 1992～1993 年ごろに始良カルデラおよび桜島の地盤は収縮から伸張に反転したことが光波測量により明らかとなっている（江頭・他、1998b）。1990 年代から地盤変動観測に用いられるようになってきた GNSS は地盤変動観測の連続化と 3 次元化を可能にした。GPS 連続観測により始良カルデラ周辺において始良カルデラの中心から放射状のパターンを示す水平変位ベクトルが得られ（Kriswati and Iguchi, 2003）、井口・他（2008）は、1996 年から 2007 年までのデータに茂木モデルを適用して圧力源の位置を始良カルデラの中央部地下 11km、体積変化量を  $8 \times 10^7 \text{m}^3$  と求めた。さらに、Hickey et al. (2016) は同じデータに地形、地殻構造の異方性及び粘弾性効果を加えて、始良カルデラの北東部の深さ 13km に中心をもつ直径 14km の回転楕円体圧力源を求めた。このことは始良カルデラの直下にマグマ溜りが確かに存在し、そこにマグマが蓄積されつつあることを示している。

地盤変動観測からはマグマ溜りの大きさそのものを見積もることはできないが、茂木モデルなどの圧力源モデルを仮定することによりその体積変化量は推定することができる。地盤変動観測から得られた体積変化量に桜島の火口から放出される噴出物量を加えることにより始良カルデラ下のマグマ溜りへの供給量を見積もることが可能である。これによれば始良カルデラ下のマグマ溜りへのマグマの供給率は 800 万  $\text{m}^3$ /年（加茂・石原、1980）ないし約 1000 万  $\text{m}^3$ /年（Ishihara, 1981）と推定されている。始良カルデラにおいて地盤の隆起・膨張が再開した 1993 年から 2006 年までのマグマの供給率は 0～2000 万  $\text{m}^3$ /年の間で変化するが、平均的には 1000 万  $\text{m}^3$ /年の割合で供給が継続し、約 1 億  $\text{m}^3$  体積が増加したことが GPS 連続観測により確かめられている（井口、2006）。2009 年以降の昭和火口噴火活動期においてマグマ貫入と昭和火口噴火活動が同時に活発化した 2011 年 11 月から 2012 年 3 月までの地盤変動に対して、Hotta et al. (2016a) は 3 つの圧力源モデルを適用し、始良カルデラ中央部の圧力源の体積増加約 500 万  $\text{m}^3$  に加え、桜島北岳付近地下 3km の増圧源および南岳下浅部の減圧源の位置と体積変化を評価した。

2015 年 8 月 15 日には桜島において火山構造性地震の群発を伴う急速なマグマの貫入があったが、その圧力源は山頂火口下 1km の開口割れ目であり、体積変化量も 270 万  $\text{m}^3$  であったため（Hotta et al. 2016b）、始良カルデラに影響を与えるようなものではなかった。

一方、噴火活動は、このマグマ貫入イベント直前の7月から低下し、2017年11月には、噴火活動が南岳に回帰したが、1972年～1992年の南岳の噴火活動や2009年から2015年6月までの昭和火口噴火活動にその噴出物量において遠く及ばない。

本節では1-1項で始良カルデラにおける地盤変動観測網の強化について報告し、1-2項では桜島において発生したマグマ貫入イベント以降の2015年後半から2019年までの始良カルデラ周辺の地盤変動観測から、始良カルデラ下の圧力源の位置とその体積変化を見積もるとともに、桜島からの火山灰等の噴出量を考慮したマグマ貫入量の見積もりを報告する。

## 1-1. 始良カルデラ臨時 GNSS 観測点の拡充と維持

### a. 既設 GNSS 観測点における観測の継続

本課題では、原子力規制庁が「原子力施設等防災対策費等委託費（火山影響評価に係る技術的知見の整備）事業」により設置した始良カルデラ周辺の 10 観測点（図 2.1-1-2 の □印のうち BNTJ と SNJ2 以外）における GNSS 観測を引き続き維持することとしている。

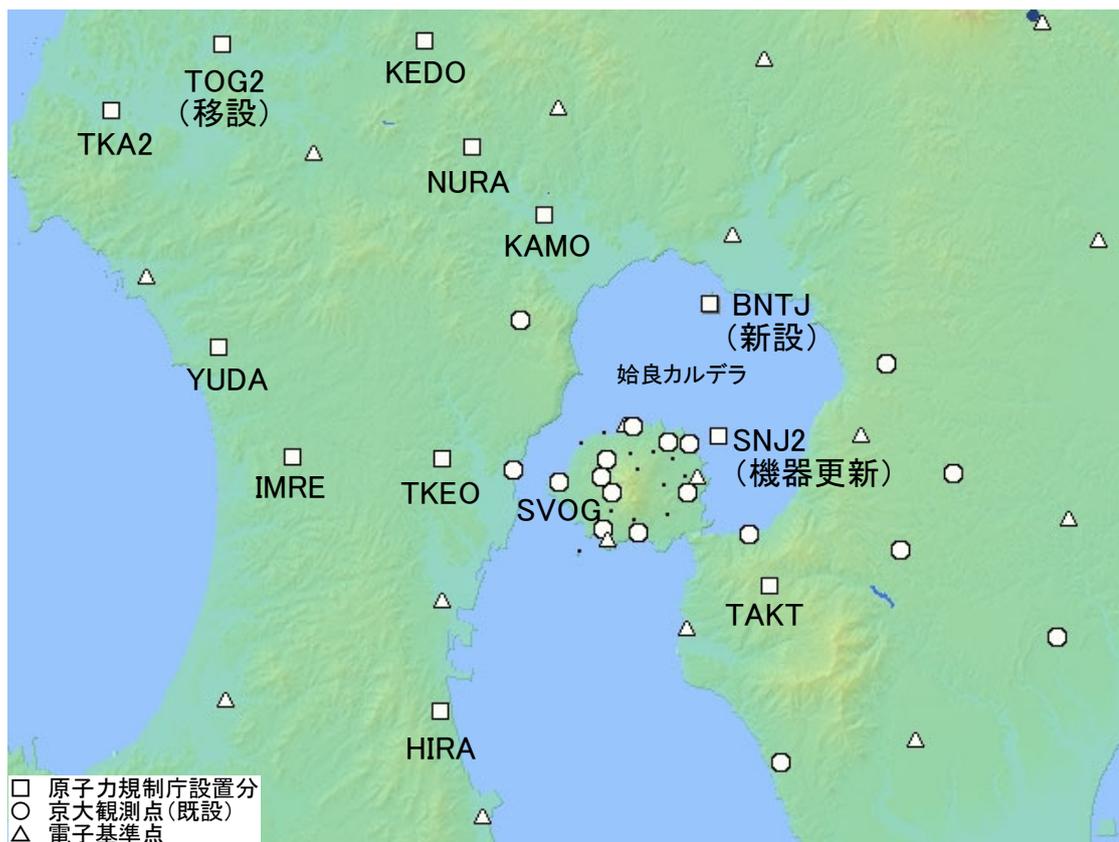


図 2.1-1-2 GNSS 観測点の位置

これら 10 観測点での観測は順調で、図 2.1-1-3 に示すように 2019 年度においてもおおむね連続して観測データが得られている。一部の観測点において障害が発生したが、障害が判明した都度対処し長期の欠測は生じていない。例えば KEDO では、前週末まで正常だった観測点との通信が 2019 年 6 月 3 日よりできなくなった。6 月 5 日に現地にて調査したところ、GNSS センサーがハングアップしており、同日 13 時 38 分にセンサーの再起動によって復旧した。当該のセンサーには同月 1 日 9 時以降の観測データが残っておらず、復旧までの 4 日強の期間が欠測となった。

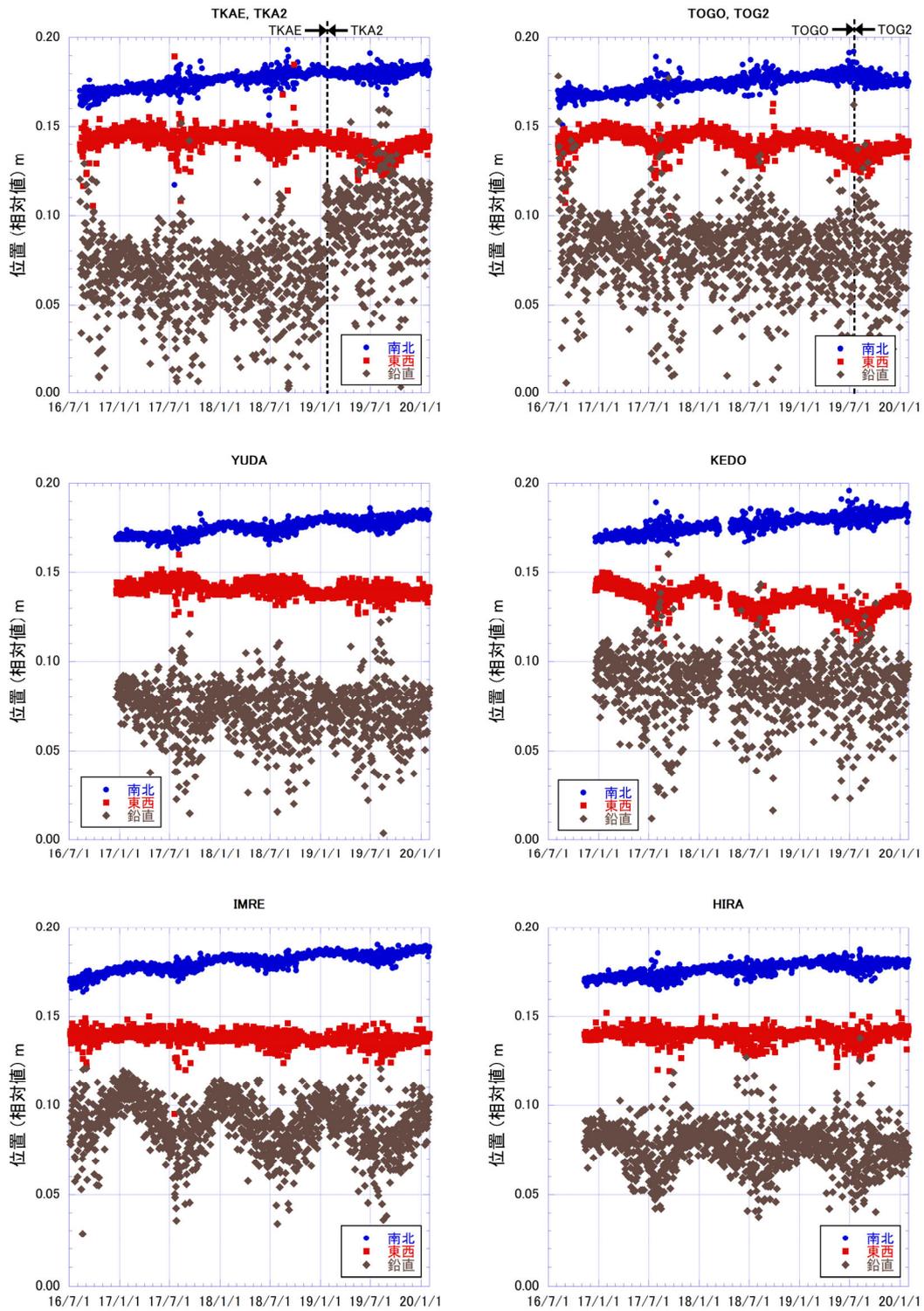


図 2.1-1-3 GNSS 観測点の位置の時間変化。SVOG を基準点として 1 日毎に解析した各観測点の位置の南北、東西、鉛直成分。値は相対値でそれぞれ北、東、上が正の値をとる。TKA2 および TOG2 はそれぞれ TKAЕ および TOGO を移設したもの。

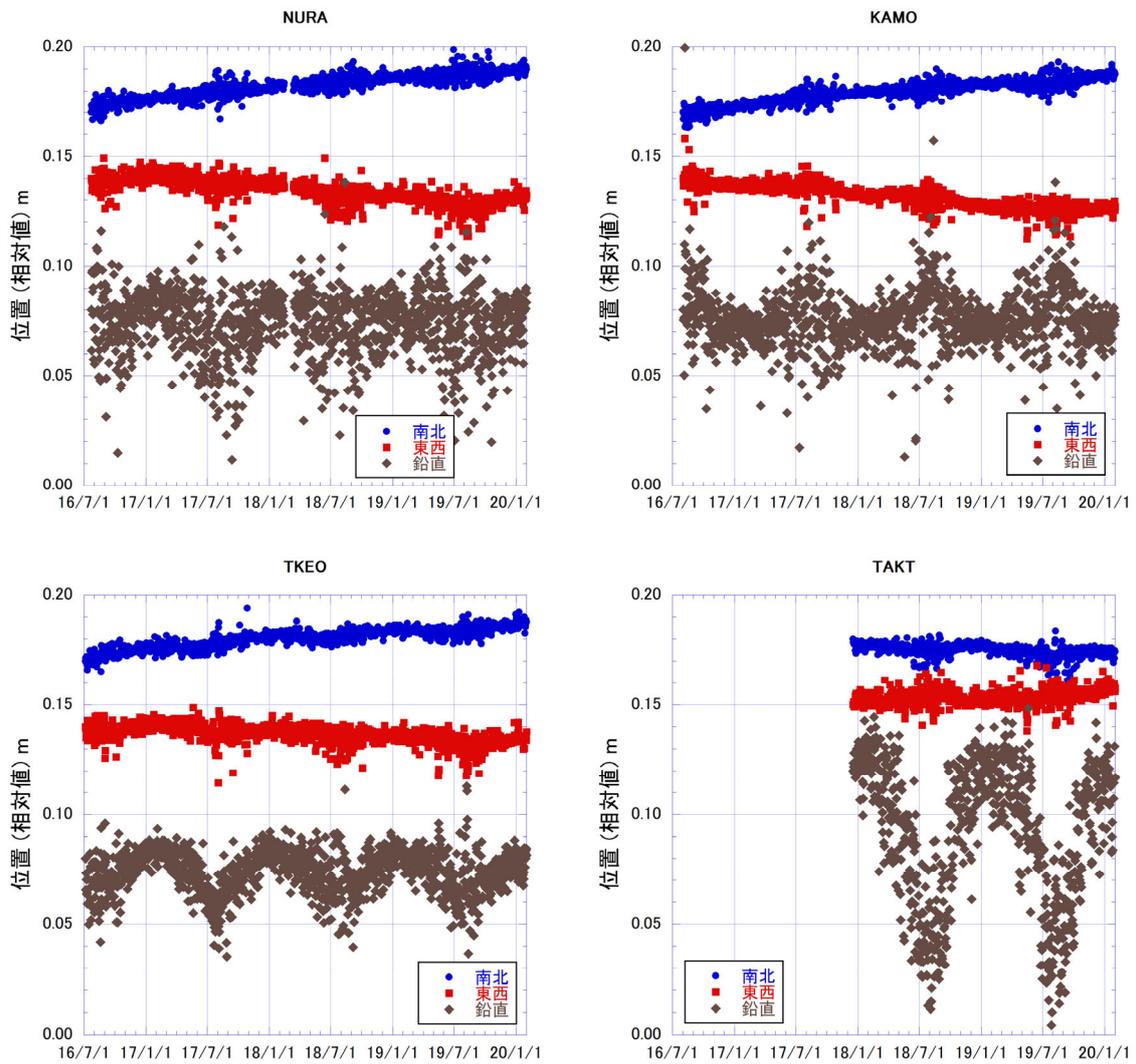


図 2.1-1-3 (続き)

TOGO 観測点においては、薩摩川内市立東郷小学校の廃校に伴い 2019 年 10 月以降これまでの設置場所が使用できなくなったため、近傍に新たに観測点を設け、機器を移設した。移設にあたり候補地の下見を行った結果、TOGO 観測点の約 180m 南方に位置する薩摩川内市東郷支所を移設地 (TOG2 観測点) とした。両者の位置を図 2.1-1-4 に示す。図 2.1-1-4 では並行観測結果を反映して、TOGO 観測点と TOG2 観測点の測定結果を接続して示すとともに、TAKE 観測点と TKA2 観測点の測定結果を接続して示している。

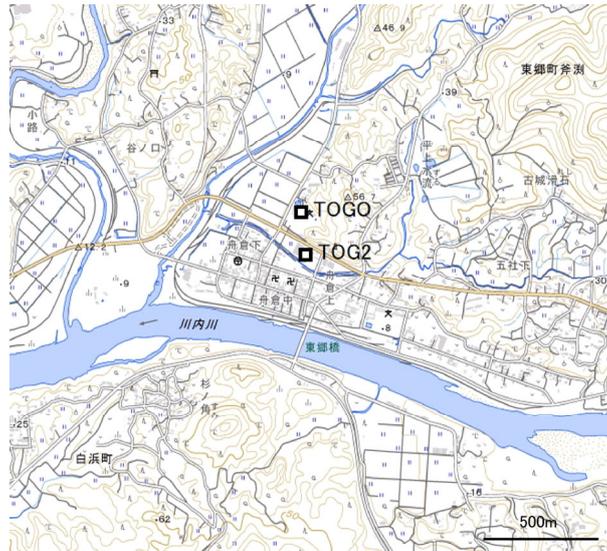


図 2.1-1-4 TOGO および TOG2 観測点の位置



図 2.1-1-5 TOG2 観測点の機器設置状況

用地使用の手続きを経て、2019年7月18日に TOGO 観測点に設置していた機器を移設し、TOG2 観測点での観測を開始した。移設後の機器設置状況を図 2.1-1-5 に示す。TOGO 観測点においては、TOG2 観測点との接続のため、2019年9月8日まで予備の GNSS 機器を設置して並行観測を実施した後、機器を撤去した。

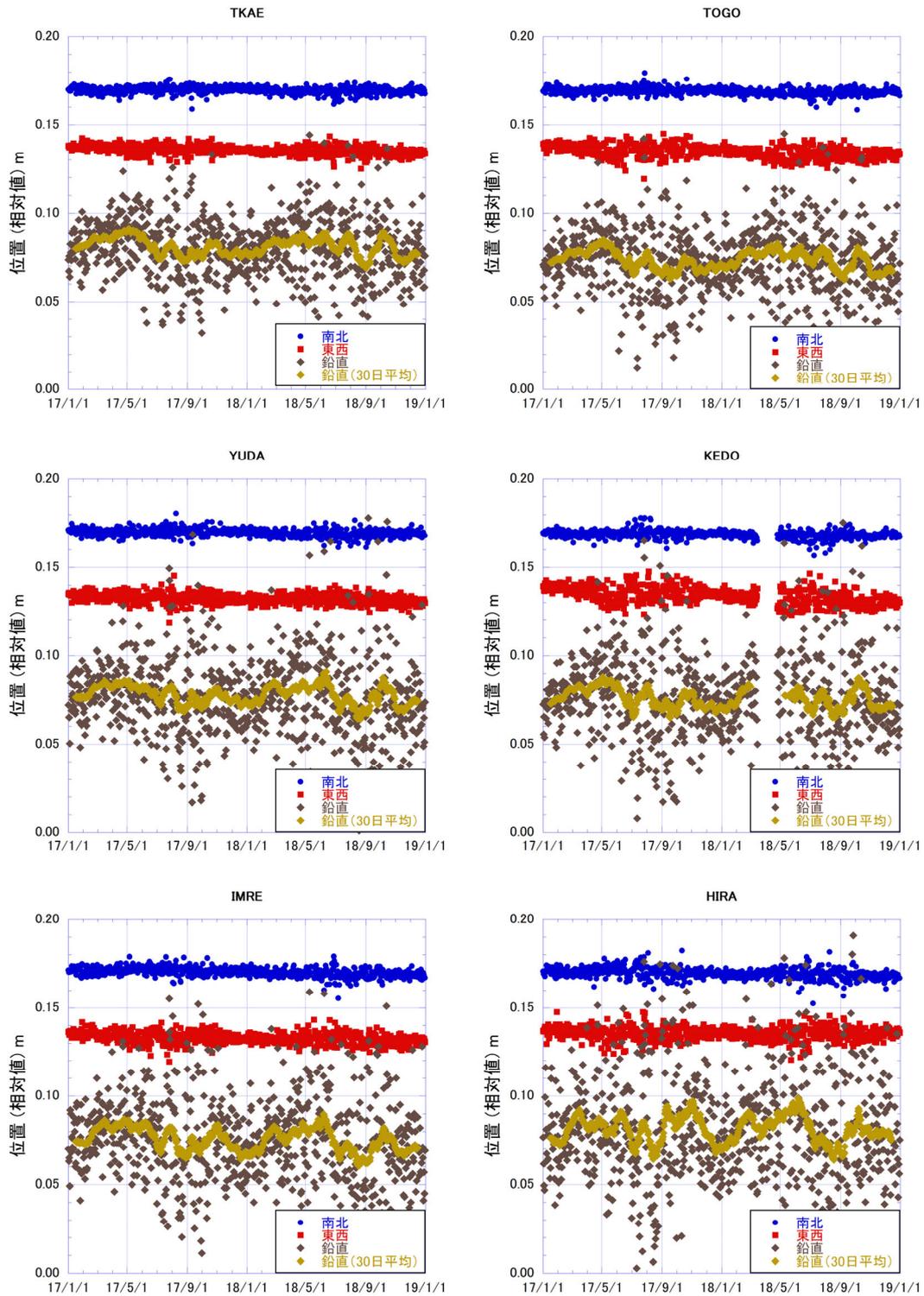


図 2.1-1-6 0487 (国土地理院鹿島) を固定点とした基線解析結果。気象補正 (本文参照) 後の各観測点の位置の南北、東西および鉛直成分。シンボルは図 1-1-3 と同じ。鉛直成分の 30 日間の移動平均値 (黄緑) も併せて示す。

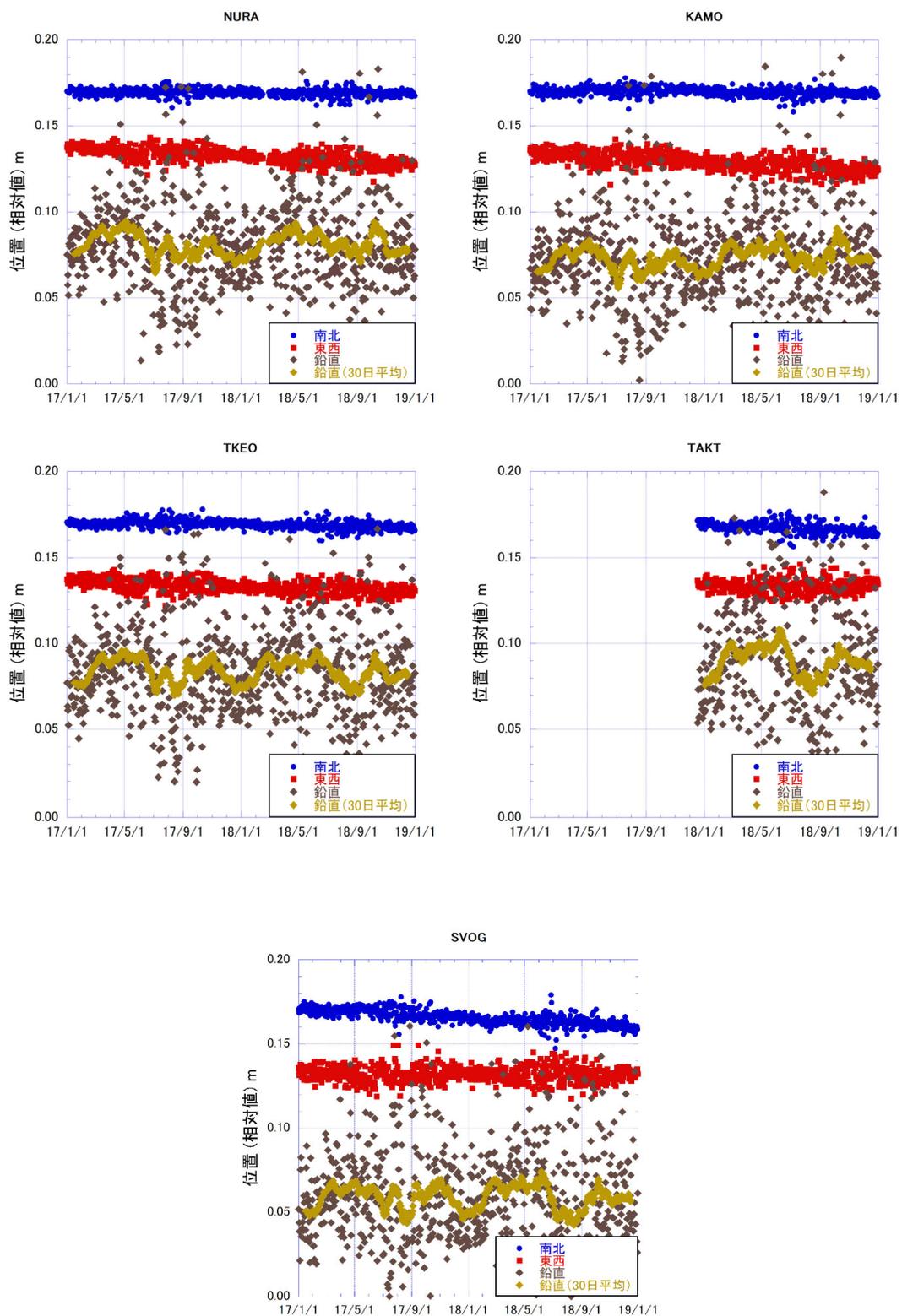


図 2.1-1-6 (続き)

原子力規制庁および京都大学が設置した GNSS 観測点で得られた観測データは、SVOG を基準点として基線解析を行い、1 日毎の各観測点の位置データが蓄積されている。さらに、原子力規制庁および京都大学の観測点に国土地理院の電子基準点の観測データを加えた始良カルデラ周辺の約 80 点について、始良カルデラ中央部から約 80km 離れた甬島に位置する国土地理院の電子基準点 0487（鹿島）を固定点として 2017 年以降の日毎の基線解析を行っている。今のところ基線解析は 2019 年半ばまで進行しており、図 2.1-1-6 には 2018 年末までの暫定的な解析結果を示す。ここでは、斎藤・井口（2006）が示した水蒸気圧と相対位置の比を用いる気象補正を適用した。気象補正には、鹿児島地方気象台における日毎の蒸気圧（気象庁、2020）を用いた。個々のデータのばらつきは気象補正によりやや改善されたが、2017 年から 2018 年までの日毎の値の標準偏差は南北成分で 1.9mm～3.0mm、東西成分で 2.4mm～4.6mm であるのに対し、鉛直方向は 16.8mm～31.8mm と大きい。図 2.1-1-6 を見ると始良カルデラ西方の観測点ではカルデラに近づくほど西方に移動する傾向が認められる。また、始良カルデラの南側の点（SVOG, HIRA, TAKT）は南に移動する傾向がある。長期の微小な火山性地盤変動を検出するには、さらに長期間のデータの蓄積が必要である。

#### b. 始良カルデラ北部へのGNSS観測点新設

本研究では始良カルデラ内のGNSS観測点の不足を補うため、カルデラ北部の沖小島に観測点を新設することとしていた。

2019年5月8日に現地調査を行った結果、当初予定していた沖小島には上方が開けたGNSS観測の適地がなかった。そのため隣接する弁天島に新観測点を設けることにした(図2.1-1-7)。地権者との借地交渉や自然公園法関係の許可申請などの後、2019年9月下旬に現地にて整地作業およびアンテナピラーの設置を実施した。

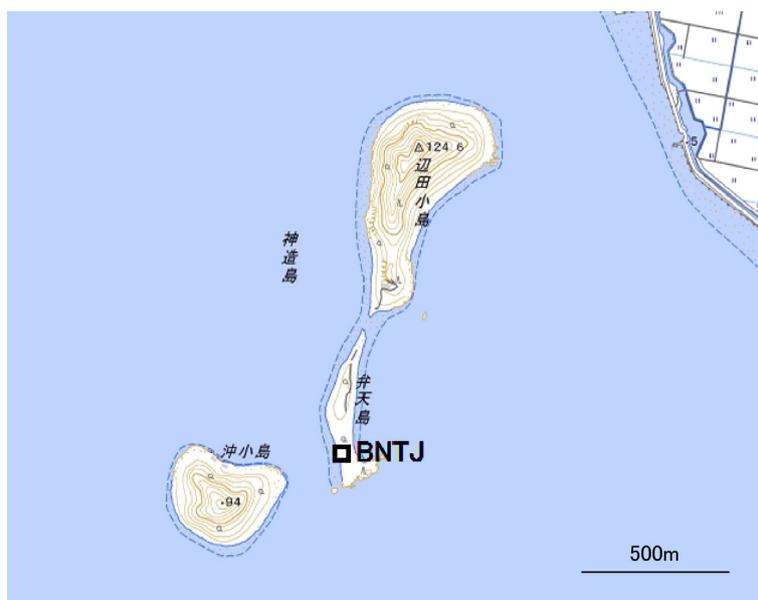


図 2.1-1-7 BNTJ観測点の位置

さらに、2019年10月4日に太陽電池架台(鋼管組み)の組立、観測機器および電源機器の設置を実施し(図2.1-1-8)、同日よりBNTJ観測点として観測を開始した。BNTJ観測点ではライカジオシステムズ社製GNSS受信機GR30と同社製アンテナAR10を使用した。観測データは、センサーに装着したメモ리카ードに蓄積され、モバイル通信網を介して取得することができる。

BNTJ観測点における観測は順調で、欠測等は発生していない(図2.1-1-9)。

2020年3月9日には設置後5か月を経て初めての点検作業を実施した。外観には著しい腐食などの特段の異状は見つけられなかった。しかし蓄電池の充電コントローラに蟻の侵入が確認された。観測点の維持にあたり、蟻などの侵入への対応を継続的に行う必要がある。



図 2. 1-1-8 BNTJ 観測点の機器設置状況

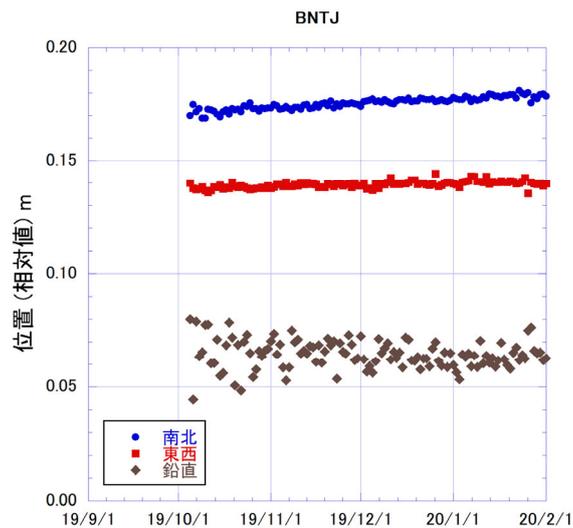


図 2. 1-1-9 BNTJ 観測点の位置の時間変化（基準点：SVOG）。シンボルは図 2. 1-1-3 と同じ。

BNTJ 観測点を設置したことにより、後述の新島の GNSS 観測点 (SNJ2) との間に、始良カルデラ中央部付近を南北に通る基線が得られた。試みに BNTJ 観測点を基準点として求めた SNJ2 観測点の位置を図 2. 1-1-10 に示す。同図からは SNJ2 観測点の位置が南南東方向に変化する傾向がみえるが、まだ観測期間が短いためにこれが火山性地殻変動を反映したものであるかは判断し難い。また、日毎の解析値のばらつきは比較的小さく、BNTJ 観測点と SNJ2 観測点の高低差が小さいことが奏功していると考えられる。今後の観測継続によって、良質なデータの蓄積が期待される。

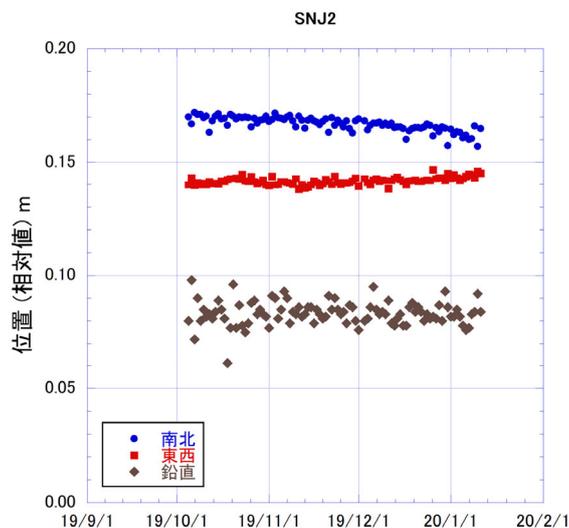


図 2.1-1-10 BNTJ 観測点を基準点とする SNJ2 観測点の位置の時間変化。シンボルは図 2.1-1-3 と同じ。

c. 新島の GNSS 観測点の機器更新

本研究では、始良カルデラ内の GNSS 観測点の不足を補うため、カルデラ北部への観測点の新設とともに、桜島北東部海域の新島にある京都大学の新島観測室に設置した SNJG 観測点（図 2.1-1-11 に位置を示す）の機器更新を行うこととしていた。

SNJG 観測点においては、ライカジオシステムズ社製受信機 GRX900GG および同社製アンテナ AX1203 によって GNSS 観測を行っているが、観測点の東に隣接する神社境内の樹木が成長し、GNSS 衛星からの電波の受信状況がよくない状態が続いていた。このため新しいアンテナピラーを新島観測室敷地内にかぶさる高い樹木からなるべく離れた位置に設置することにした。現地での下見やアンテナピラーの設置作業を経て、2019 年 9 月 4 日に新しい機器を設置し、SNJ2 観測点として観測を開始した（図 2.1-1-12）。SNJ2 観測点ではライカジオシステムズ社製受信機 GR30 および同社製アンテナ AR10 を使用し、観測データは新島観測室から既存の通信網を介してリアルタイムで伝送される。設置後の SNJ2 観測点における観測は順調で、欠測等は発生していない。なお、SNJG 観測点の機器は SNJ2 観測点の観測開始後も撤去せず引き続き観測を継続している。



図 2.1-1-11 新島における観測点の位置



(a)



(b)

図 2.1-1-12 SNJ2 観測点の機器設置状況 (a) アンテナ設置状況、(b) 受信機設置状況

SNJ2 観測点は SNJG 観測点に比べて衛星電波の受信状況に改善が認められる。図 2.1-1-13 に示したように、SNJG 観測点では観測点の東側に位置する衛星からの電波を捕捉できないことが多いのに対し、SNJ2 観測点ではそのようなことがない。

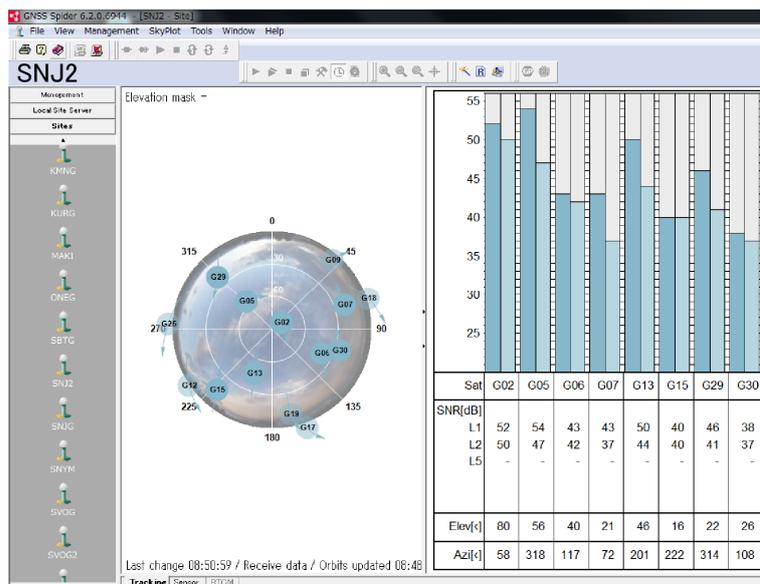
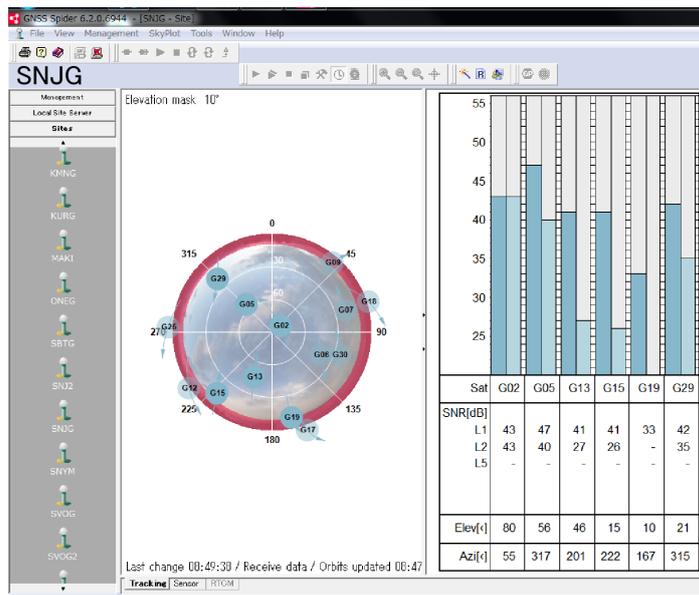


図 2.1-1-13 SNJ2 (上段) および SNJG (下段) 観測点における受信状態の例  
 左は衛星の位置、右は捕捉されている衛星の受信状況

受信状態の改善の効果は基線解析の結果にも表れている。図 2.1-1-14 に示すように、SNJG 観測点では位相解が決まらない場合があるのに対し、SNJ2 観測点ではそのようなことはなく解析結果のばらつきも小さい。

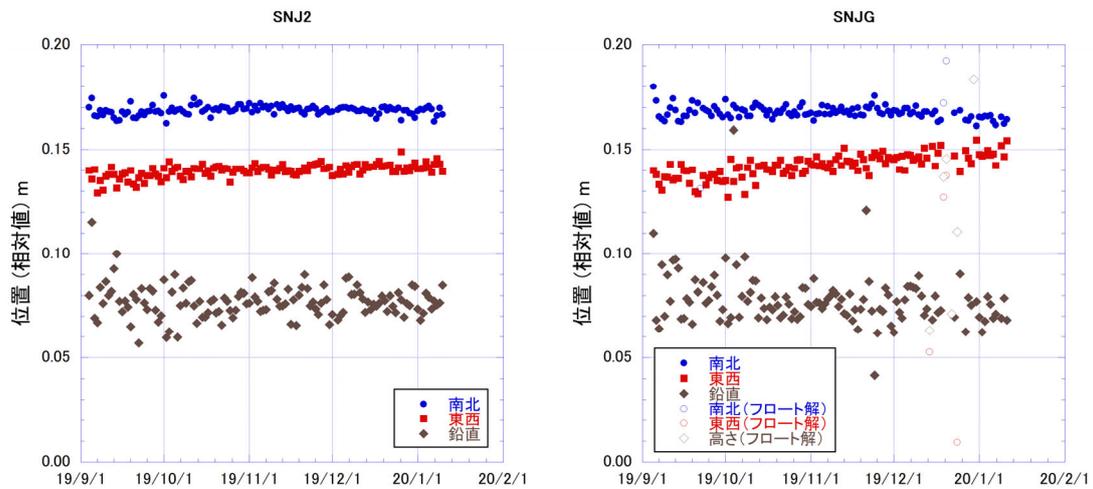


図 2.1-1-14 SNJ2 (左) および SNJG (右) 観測点の位置の時間変化。SVOG を基準点として解析したもの。シンボルは図 2.1-1-3 と同じ。SNJG の白抜きシンボルはフロート解を示し、位相解が得られなかったことを表している。

d. 新島北方の中之島におけるキャンペーン観測の実施

1996 年から桜島及び始良カルデラの周辺において GNSS によるキャンペーン観測を毎年 11 月または 12 月に繰り返してきた。2019 年 11 月 25 日から 11 月 29 日の期間、新島北方の中之島において、既設のベンチマークを利用したキャンペーン観測を行った (図 2.1-1-15)。多数の観測点を擁する広域観測において GNSS 観測を継続的に維持管理するのは多大な労力を要する。現在では連続化された観測点の数は増加しているものの、始良カルデラの変動圧力源推定には効果的な位置でもあるにもかかわらず連続観測が困難な環境の地点もある。周囲約 500m の小島である中之島は始良カルデラの中央部に位置するが、キャンペーン観測しかできない環境のため、依然として定期的なキャンペーン観測を実施する意義は大きい。

中之島観測点で使用した機器はライカジオシステムズ社製 GNSS 受信機 System500 および同社製アンテナ AT501 で、欠測等はなく所期の観測データが得られた。



図 2.1-1-15 中之島(NAKN)における GNSS キャンペーン観測の機器設置状況

中之島観測点で得られた上下変動量を図 2.1-1-16 に示す。中之島観測点では 2010 年 11 月に対して 4 cm 程度の隆起が観測された。これを桜島北部の京都大学の連続観測点 (FUTG) および電子基準点 (719) と比べてみる。いずれの観測点も 2015 年から 2017 年にかけて急速に隆起するが、それ以降は緩やかに隆起を続け、2010 年 11 月から 5 cm 程度の隆起が観測されている。中之島観測点における隆起の時間変化も同様の隆起量とパターンを示すことから本観測点におけるキャンペーン観測の信頼性は高いといえる。

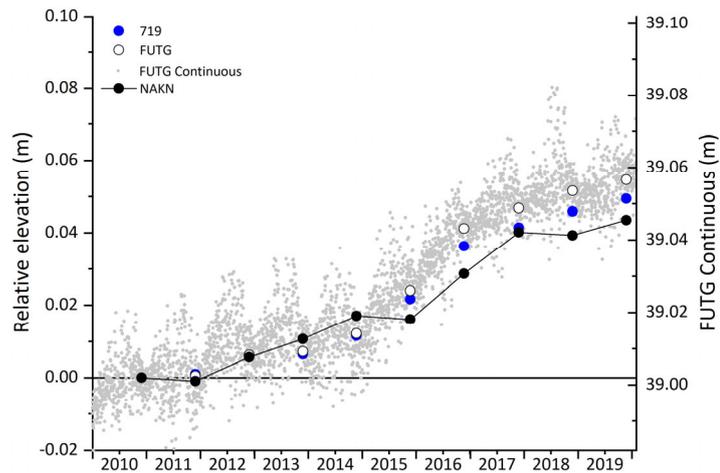


図 2.1-1-16 キャンペーン観測による NAKN (●) の上下変動。

## 1-2. 始良カルデラ下の圧力源解析

### 1) 圧力源モデル

ここでは先行研究に倣い、半無限均質弾性媒質中の微小球状圧力源（いわゆる茂木モデル、Mogi, 1958）を適用する。深さ  $D$  にある半径  $a$  の微小球状圧力源の圧力増加  $\Delta P$  による水平距離  $r$  の地点における水平変位  $U_r$  及び上下変位  $U_z$  は以下のように記述される。

$$\begin{aligned} U_r &= K \frac{r}{(D^2 + r^2)^{3/2}} \\ U_z &= K \frac{D}{(D^2 + r^2)^{3/2}} \\ K &= \frac{\lambda + 2\mu}{2\mu(\lambda + \mu)} a^3 \Delta P \end{aligned} \quad (1)$$

ここに  $\lambda$  と  $\mu$  はラメの定数である。 $\lambda = \mu$  とすると、圧力源の強度を表す係数  $K$  は

$$K = \frac{3}{4\mu} a^3 \Delta P \quad (2)$$

となる。直交座標系上の圧力源の位置を  $\mathbf{S}(x_s, y_s, z_s)$ 、観測点の位置を  $\mathbf{x}(x, y, z)$  とす

ると、変位ベクトル  $\mathbf{U}(u_x, u_y, u_z)$  は以下のようになる。

$$\begin{aligned} u_x &= K \frac{x - x_s}{((x - x_s)^2 + (y - y_s)^2 + (z - z_s)^2)^{3/2}} \\ u_y &= K \frac{y - y_s}{((x - x_s)^2 + (y - y_s)^2 + (z - z_s)^2)^{3/2}} \\ u_z &= K \frac{z - z_s}{((x - x_s)^2 + (y - y_s)^2 + (z - z_s)^2)^{3/2}} \end{aligned} \quad (3)$$

なお、ここで  $x$  軸、 $y$  軸、 $z$  軸はそれぞれ、東、北、鉛直下向きとする。したがって、観測点  $\mathbf{x}_i(x_i, y_i, z_i)$  の観測点  $\mathbf{x}_j(x_j, y_j, z_j)$  に対する相対変位ベクトル  $\mathbf{U}_{i,j}(u_{x,i,j}, u_{y,i,j}, u_{z,i,j})$  は以下のようになる。

$$\begin{aligned} u_{x,i,j} &= K \left[ \frac{x_i - x_s}{((x_i - x_s)^2 + (y_i - y_s)^2 + (z_i - z_s)^2)^{3/2}} - \frac{x_j - x_s}{((x_j - x_s)^2 + (y_j - y_s)^2 + (z_j - z_s)^2)^{3/2}} \right] \\ u_{y,i,j} &= K \left[ \frac{y_i - y_s}{((x_i - x_s)^2 + (y_i - y_s)^2 + (z_i - z_s)^2)^{3/2}} - \frac{y_j - y_s}{((x_j - x_s)^2 + (y_j - y_s)^2 + (z_j - z_s)^2)^{3/2}} \right] \\ u_{z,i,j} &= K \left[ \frac{z_i - z_s}{((x_i - x_s)^2 + (y_i - y_s)^2 + (z_i - z_s)^2)^{3/2}} - \frac{z_j - z_s}{((x_j - x_s)^2 + (y_j - y_s)^2 + (z_j - z_s)^2)^{3/2}} \right] \end{aligned} \quad (4)$$

2) 圧力源の位置と強度の決定

圧力源の位置を与えると、(4)式に示すように相対変位ベクトルの理論値  $\mathbf{U}_c$  と観測値  $\mathbf{U}_o$  は  $K$  に対して線形であるので、まず、線形近似に最適な  $K$  を決定した。近似式は以下のようにした。

$$\begin{aligned}\mathbf{U}_o &= K\mathbf{U}_c + \mathbf{L} \\ \mathbf{L} &= (0, 0, l)\end{aligned}\tag{5}$$

水平変位は距離  $r$  において変位量を 0 とすることができる。一方、上下変位は無限遠において変位量 0 に漸近するが、0 にはならないので、上下変位量を 0 とする基準点においても常に上下変位を伴っており、これを評価するためにオフセット項  $l$  を含めた。

その上で、グリッドサーチによって圧力源の位置  $\mathbf{S}(x_s, y_s, z_s)$  をステップ的に変えることにより理論値  $\mathbf{U}_c$  と観測値  $\mathbf{U}_o$  の二乗和が最小となるように、試行錯誤的に決定した。

3) 圧力源の体積変化

球状圧力源内の静水圧変化  $\Delta P$  による圧力源の半径の変化分  $\Delta a$  は、萩原(1977)によると、

$$\Delta a = \frac{a\Delta P}{4\mu},\tag{6}$$

と、表すことができる。初期状態の圧力源の体積  $V_0$  は以下のようになり、

$$V_0 = \frac{4}{3}\pi a^3\tag{7}$$

静水圧変化が加わった状態の圧力源の体積  $V_d$  は、

$$V_d = \frac{4}{3}\pi(a + \Delta a)^3 = \frac{4}{3}\pi a^3 \left(1 + 3\frac{\Delta a}{a} + \dots\right)^3\tag{8}$$

と記述できる。 $\Delta a$  は  $a$  に対して十分小さいとして (8) 式の第 3 項以下を無視すると (Delaney and McTigue, 1994 を参照)、圧力源の体積変化量  $\Delta V_p$  は次式によって近似できる。

$$\Delta V_p = V_d - V_0 \approx 4\pi a^3 \frac{\Delta a}{a}\tag{9}$$

(2) 式と (5) 式から、体積変化量  $\Delta V_p$  は圧力源強度  $K$  の関数となる。

$$\Delta V_p = \frac{4\pi}{3} K\tag{10}$$

#### 4)GNSS キャンペーン観測による圧力源の同定

ここでは、平成 27 年度から原子力規制庁が「原子力施設等防災対策費等委託費（火山影響評価に係る技術的知見の整備）事業」により設置した始良カルデラ周辺の 10 か所の GNSS 観測点に加え、京都大学防災研究所が所有する桜島島内および始良カルデラ周辺の定常観測点、さらに国土地理院の電子基準点を利用することにより、2 年以上の期間を対象にしてデータを解析して圧力源の位置と体積変化を求めた。基準とする解析対象期間は中之島におけるキャンペーン観測に合わせて、毎年 11 月下旬とした。

表 2.1-2-1 にキャンペーン観測に合わせた解析期間の設定を示す。観測期間は 4 日である。

変位量を算出した解析観測の組み合わせを表 2.1-2-2 に示す。また、観測点の位置を図 2.1-2-1 に示す。

表 2.1-2-1 キャンペーン観測に合わせた解析期間の設定

	観測期間 (UT)	使用観測点数	サンプリング間隔
2015 年	11 月 23 日～26 日	49	1 秒
2016 年	11 月 21 日～24 日	58	1 秒
2017 年	11 月 27 日～30 日	63	1 秒
2018 年	11 月 26 日～29 日	65	1 秒
2019 年	11 月 25 日～28 日	68	1 秒

表 2.1-2-2 変位量を算出した解析期間の組み合わせ

	2015 年	2016 年	2017 年	2018 年	2019 年
2015 年	—	—	—	—	—
2016 年	—	—	—	—	—
2017 年	期間 A (2 年)	—	—	—	—
2018 年	期間 B (3 年)	期間 C (2 年)	—	—	—
2019 年	期間 D (4 年)	期間 E (3 年)	期間 F (2 年)	—	—

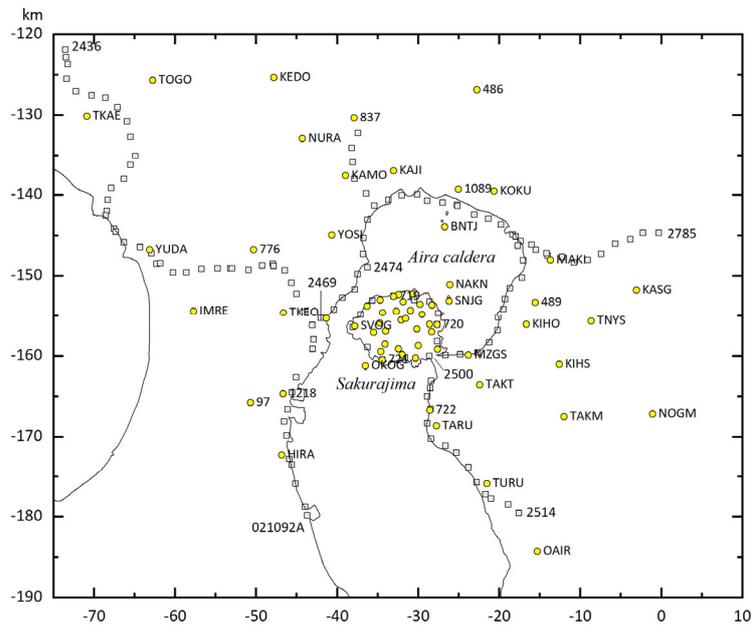


図 2.1-2-1 GNSS 観測点及び水準点の位置図。黄色丸が GNSS 観測点を、□は水準点を示す。座標は 2 系である。

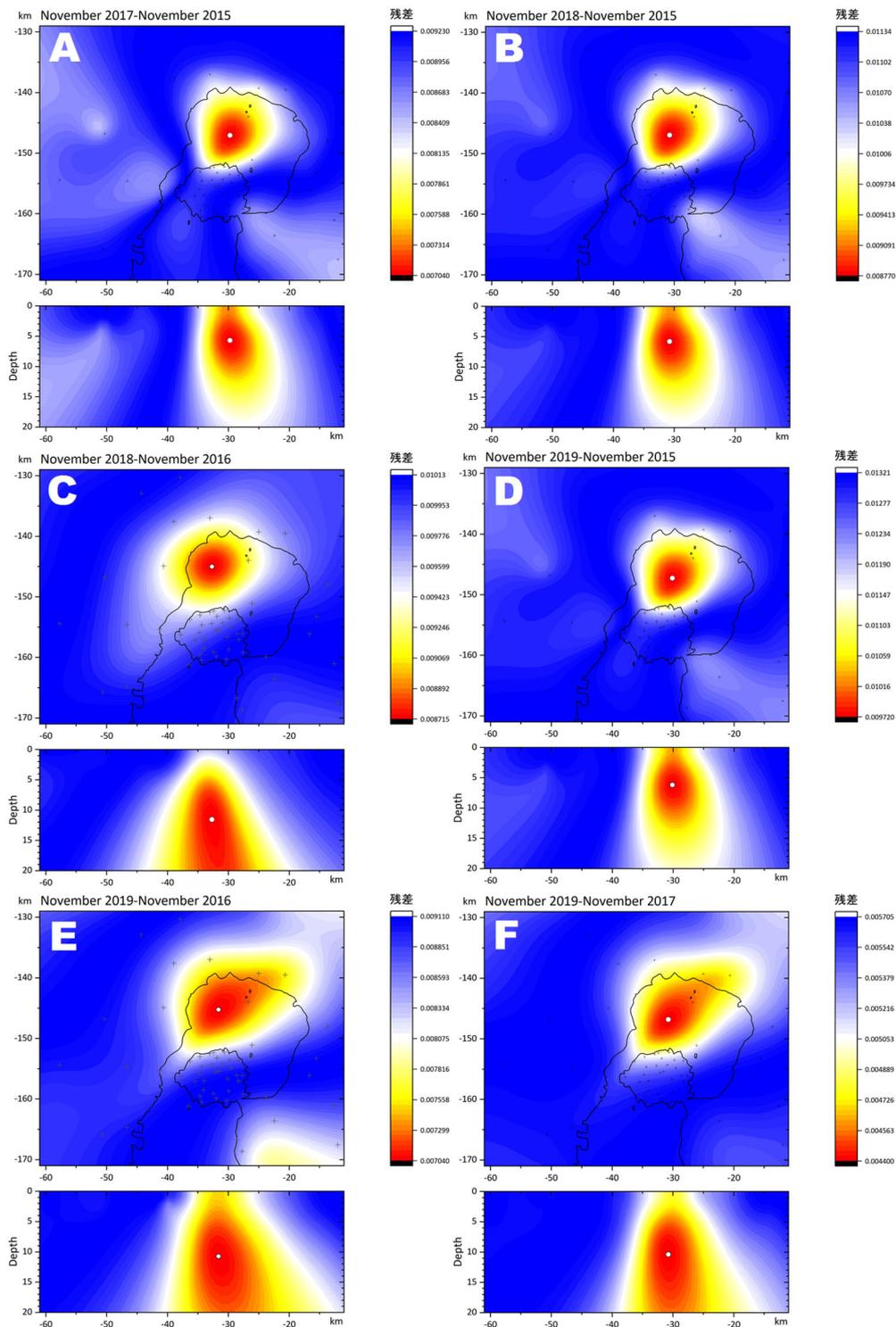


図 2.1-2-2 圧力源の位置と観測値と理論値の残差の空間分布。A~F は表 2 の期間に対応する。観測値と理論値の残差の空間分布はカラーバーで示した。それぞれの A~F について、上図が平面図、下図が東西方向の断面図である。○が圧力源の位置を示す。+は GNSS 観測点の位置である。水平座標は 2 系である。

表 2.1-2-3 圧力源の位置と体積変化

期間	2系 Y (E-W) (m)	2系 X (N-S) (m)	深さ (m)	緯度	経度	K $\times 10^6$	体積 変化量 $\times 10^6 \text{m}^3$	体積変化率 $\times 10^6 \text{m}^3/\text{年}$
A	-29,750	-147,063	5,688	31° 40' 24"	130° 41' 10"	1.6	6.6	3.3
B	-30,750	-146,938	5,813	31° 40' 28"	130° 40' 32"	2.0	8.2	4.1
C	-32,688	-145,000	11,563	31° 41' 31"	130° 39' 19"	3.8	15.7	5.2
D	-30,125	-147,250	6,188	31° 40' 18"	130° 40' 56"	2.6	10.8	5.4
E	-31,625	-145,250	10,750	31° 41' 23"	130° 39' 59"	3.9	16.3	5.4
F	-30,750	-146,813	10,375	31° 40' 32"	130° 40' 32"	2.3	9.6	2.4

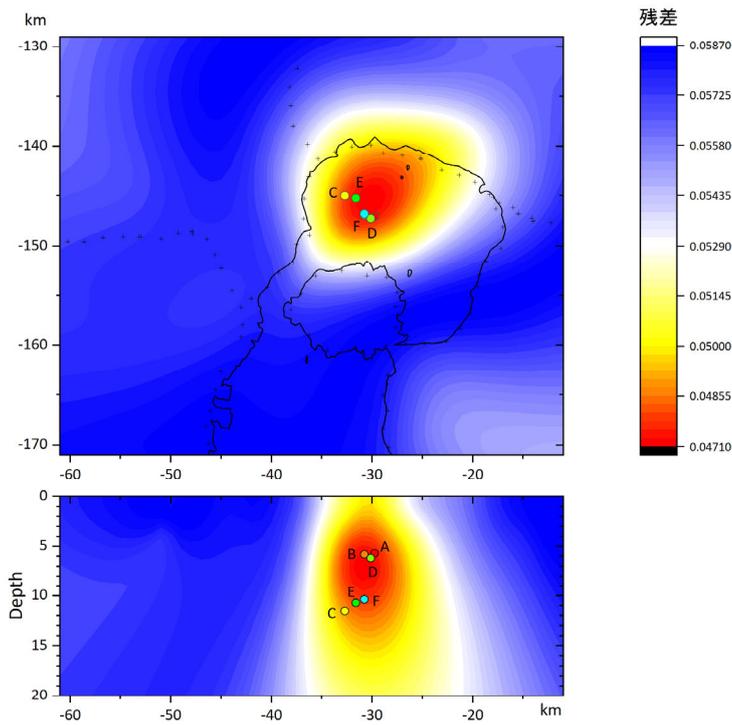


図 2.1-2-3 期間 A~F における圧力源の位置。カラーバーで示す残差の空間分布は期間 A~F におけるそれぞれの解析による残差の総和である。A~F は表 2 の期間及び表 3 の位置に対応する。

#### 5)GNSS によって計測された水平変動を用いた圧力源の同定

GNSS によって計測された地盤変動のうち水平成分のみを用いて、表 2.1-2-2 に示した期間ごとに圧力源の位置と体積増加量を決定した。結果を図 2.1-2-2 および表 2.1-2-3 に示す。これらの位置をまとめたものを図 2.1-2-3 に示す。圧力源の深さは 6km 付近と 11km 付近に求められた。6km 付近に圧力源が決まったのは、期間 A、B、D であり、いずれも 2015 年 11 月の観測を含むものである。

#### 6)桜島島内の圧力源の効果の評価

桜島および始良カルデラ周辺の地盤変動の観測から始良カルデラ中央部の圧力源に加え、桜島島内にも圧力源の存在が知られている。Yoshikawa (1961)や江頭・他 (1988) は南岳の直下の深さ 5km 付近にもそれぞれ増圧源及び減圧源を仮定して水準測量により得られた上下変動を説明した。Hotta et al. (2016)は、桜島の中央火口丘に近い場所に設置された GNSS 観測によって得られた地盤変動も用いることにより、北岳付近の膨張源と南岳浅部の減圧源とを分離した。このことから、北岳付近にも圧力源が推定できる。そこで桜島北部の上下変動を検討してみる (図 2.1-2-4)。

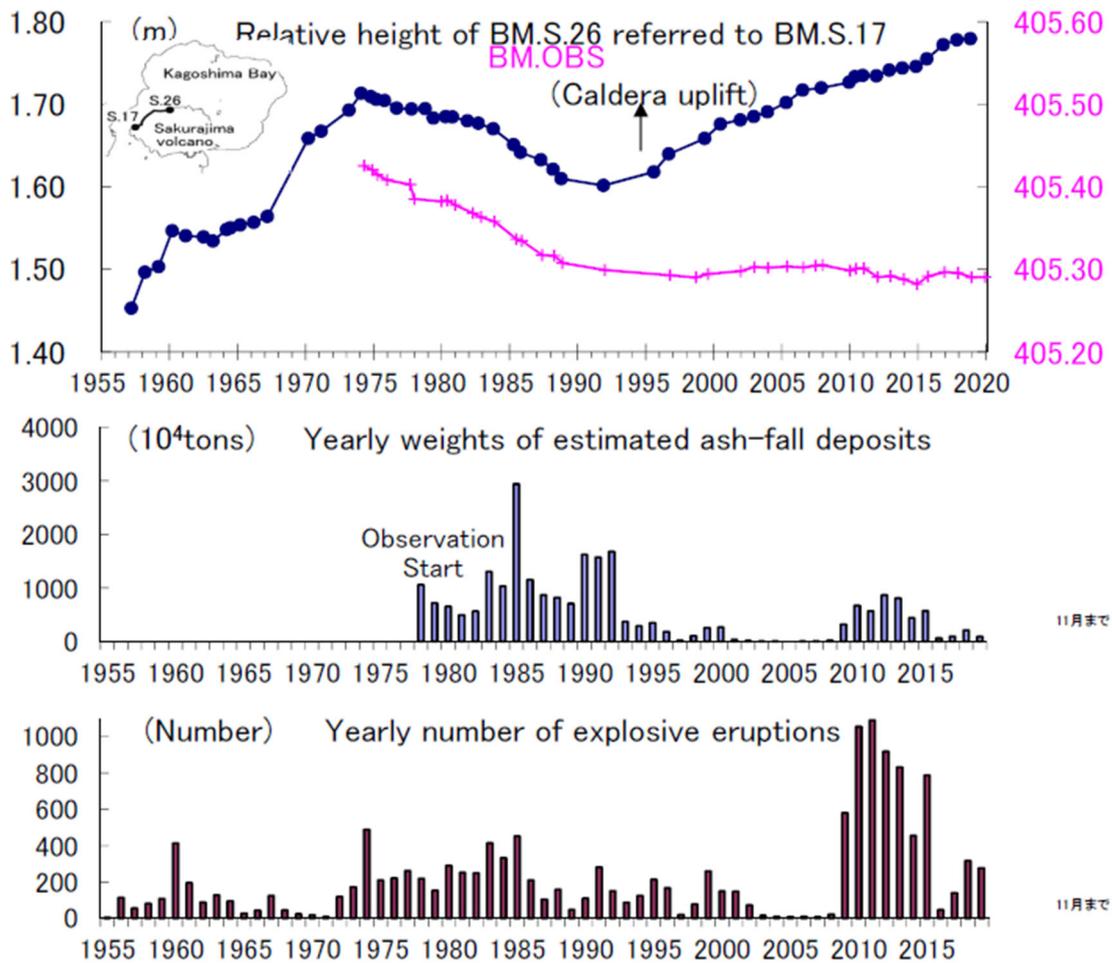


図 2.1-2-4 水準測量による桜島北部（水準点 S26）の上下変動の時間変化（上段）。桜島西部の水準点 S17 の相対標高により示す。中段は年間火山灰放出量、下段は年間爆発回数を示す。

水準測量から明らかとなった上下変動は、1974 年から 1992 年の桜島南岳の噴火活動の最盛期に沈降を示したが、1991 年 12 月～1995 年 8 月の間に上昇に転じ、隆起が現在でも続いている。1974 年に沈降が始まった時点まで回復したのは 2006 年である。始良カルデラ西縁（水準点 2474）の上下変動も桜島南岳の噴火活動の最盛期の 1982 年ごろから沈降し始め、噴火活動の低下とともに隆起に転じているが、沈降開始時のレベルには 1996 年ごろには回復しており（図 2.1-1-1）、2006 年には 1985 年のレベルよりも約 7 cm 高い。沈降速度が最も早い 1982 年から 1985 年についてみると、始良カルデラ西縁（水準点 2474）の沈降は約 1cm であるが（図 2.1-1-1）、桜島北部（水準点 S29）の沈降は約 3.5cm である（江頭・他，1988）。図 2.1-2-3 に示した圧力源の位置と同じであるとすれば、水準点 2474 と S29 は圧力源からほぼ等距離にあり、この沈降量の差と矛盾する。以上のこ

とから始良カルデラ中央部に求められた単一の圧力源で説明することはできないので、桜島北部に別の圧力源を仮定し、始良カルデラ中央部の圧力源とは異なる時間変化で収縮し、膨張したと考える方が妥当である。1992年以降の桜島の隆起においても、桜島北部には、江頭・他（1988）により最も沈降量が大きいとされる S29 付近に圧力源があり、この浅部圧力源が膨張した可能性がある。上下変動の時間変化は 2014 年 11 月から 2016 年 11 月の期間において大きい（図 2.1-1-16）。圧力源が始良カルデラ中央部の深さ 6km 付近に推定された期間 A、B、D はいずれも上下変動の時間変化速度が大きい 2014 年 11 月から 2016 年 11 月の期間を含んでおり、桜島北部の浅部の圧力源の急速な膨張により、局所的に隆起膨張が生じたため、見かけ上、始良カルデラ中央部の圧力源が浅く求められた可能性がある。

## 7) 考察

今回の解析により求められた圧力源の位置は、これまで知られている圧力源の位置（Mogi, 1958、江頭・他、1998、井口・他、2008、Hotta et al., 2016 など）とほぼ同様に、始良カルデラの中央部の深さ 10km 付近に求められており、最近 100 年間で圧力源の位置は大きく変化していないことがわかる。一方、Hickey et al. (2016) は、井口・他（2008）と同じデータを用いて、回転楕円体圧力源の中心を約 5km 東の若尊カルデラ西縁に求めている。圧力源モデルの相違や地形、地殻構造の異方性及び粘弾性効果の有無など解析方法に様々な違いがあるが、この原因の最大の理由は桜島島内における GNSS データの取捨選択にある。このことは、観測点の配置の重要性を意味する。始良カルデラ北縁の水準測量による上下変動を見る限り、Hickey et al. (2016) が求めた回転楕円体圧力源の中心の位置は東に寄りすぎているように見える。

南九州では、水平変位速度の空間変化から西方にある沖縄トラフの拡大の影響による北西-南東方向に伸張するような水平変動が支配的である（渡部・田部井、2004）。Takayama and Yoshida (2007) はそのようなテクトニックな広域地盤変動の空間特性を緯度 ( $\varphi$ ) と経度 ( $\lambda$ ) の線形結合により以下のように表現した。

$$\begin{aligned} T_x &= a_1\varphi + b_1\lambda + c_1 \\ T_y &= a_2\varphi + b_2\lambda + c_2 \end{aligned} \quad (11)$$

Hotta et al. (2016) は 1998 年から 2013 年までの GNSS データの解析から上式の係数を  $a_1=1.01$ ,  $b_1=-6.43$ ,  $c_1=113$ ,  $a_2=-1.96$ ,  $b_2=5.38$ ,  $c_2=54.8$  と求めた。この式に基づいて計算すると、桜島西部の SVOG を基準とした場合に始良カルデラの北西では北西に、南東では南東方向への変位が生じる（図 2.1-2-5）。始良カルデラに近い場所においては、始良カルデラの膨張による変位に比べ、テクトニック応力場による影響は顕著ではない。これに対して始良カルデラから遠方では、カルデラの膨張による変位は小さくなるが、テクトニック応力場による影響は大きくなる。始良カルデラから離れた観測点のデータを扱う際

にはこの影響を除く必要がある。本稿における解析では始良カルデラから北西方向に遠方にある TOGO および TKAE 観測点の変位データを使用していないが、遠方の観測点までを含めて解析するには、テクトニック応力場による影響の補正が必要となる。

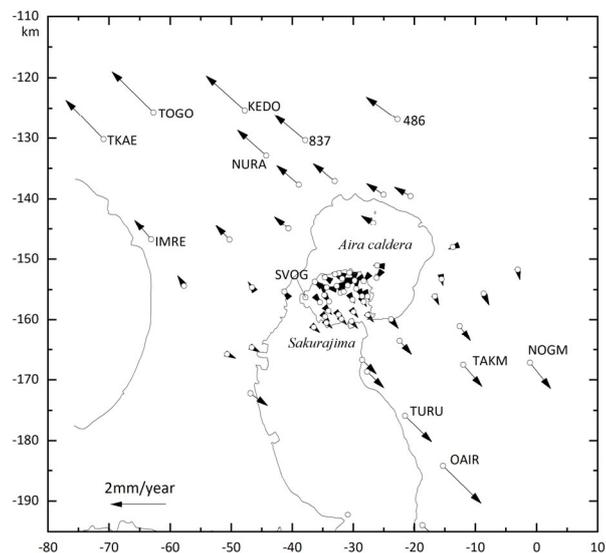


図 2.1-2-5 広域応力場の影響評価。SVOG を固定したときの相対ベクトルにより示した。

図 2.1-1-16 に示すように、GNSS の基線解析において基線長が 10km 以下の場合は上下変位成分であっても概ね、5mm 以下の精度で変位を決定できる。図 2.1-1-6 に示されるように基線長が 10km 以上では誤差が大きい。本稿における解析では GNSS データを用いた場合は水平変位成分のみの解析としているが、将来的には基線解析精度を向上させて上下変位成分も用いるようにする必要がある。

### 1-3. 始良カルデラへのマグマ供給量の推定

始良カルデラ下の地盤変動圧力源の体積変化は新たなマグマの貫入による増加量とマグマの流出による減少量との差分である。圧力源からのマグマの流出量を桜島からの火山灰の放出量から見積もることができれば、圧力源の体積変化に流出量を加えることにより、圧力源へのマグマの貫入量を見積もることができる。

#### a. 桜島からの火山灰放出量の検討

始良カルデラ地下から流出するマグマの量を見積もるために、桜島から放出される火山灰の放出量を見積もる必要がある。桜島からの火山灰放出量を見積もるための基礎データとして、鹿児島県が行っている降灰量調査のデータを利用する。しかし、鹿児島県による降灰量観測点の空間分布は必ずしも一様ではない（図 2.1-3-1）。噴火の際の気象条件等により比較的狭い範囲に降灰が集中した時などは、著しく多量の降灰があった地域に観測点が存在しない場合もある。そこで、観測点の間隙を補い火山灰放出量の推定精度を向上させる目的で、一部の噴火については噴火が発生した際に降灰状況の現地調査を行っている。

鹿児島県危機管理防災局は、1978年以降県内の約60か所（図 2.1-3-1）に降灰量観測点を設けて降下火山灰の量を調査しており、各観測点における月毎の面積あたり降灰重量（以下では降灰量と表記する）を公表している（鹿児島県、2020）。本稿執筆時点で2020年1月までのデータが存在する。表 2.1-3-1 に2019年度において比較的降灰量の多かった2019年9月以降の観測結果を示す。

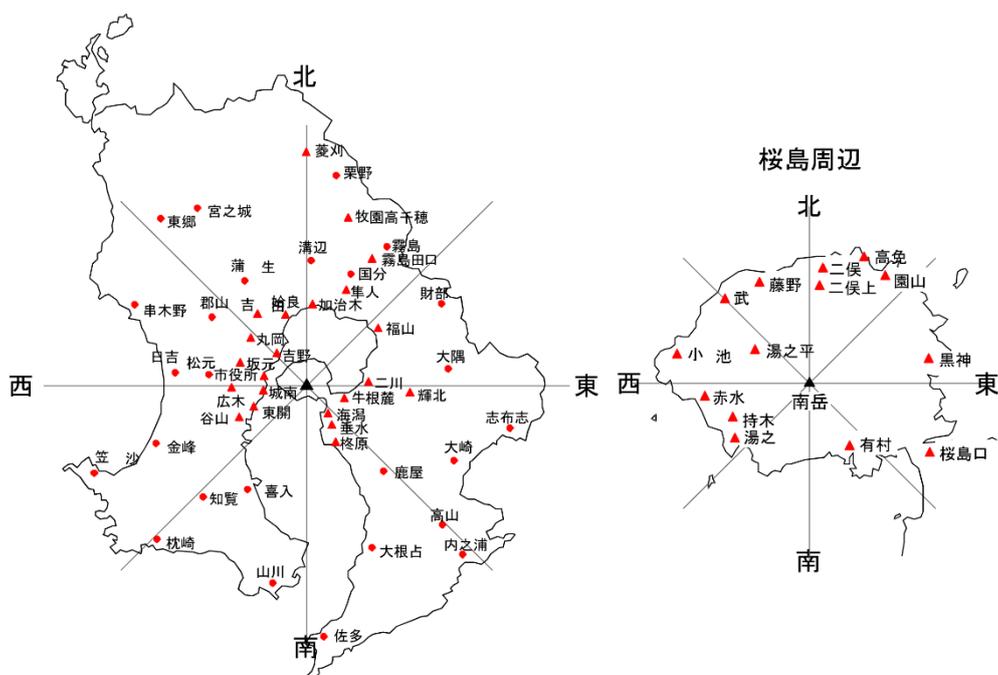


図 2.1-3-1 鹿児島県による降灰量観測点の分布（鹿児島県、2020 を改変）

桜島から放出された火山灰量の総量を推定するのに、江頭・石原(1979)、Eto (1989, 2001) の方法を用いた。これは中心角  $45^\circ$  の 8 方位の扇形の領域について、火口から 3 km 以内の近傍では指数関数を、3km 以上の遠方ではべき関数を仮定して、それぞれ領域毎に火口からの距離に対する降灰量の分布関数を求め、これを積分して領域内の総降灰重量を算出するものである。遠方領域では降灰量分布関数において降灰量が  $10 \text{ g/m}^2$  になる距離を限界距離として 3 km から限界距離までを積分範囲としている。ここでは、鹿児島県危機管理防災局が公表しているものに鹿児島県農政部が行っている降灰調査の観測点を加えた約 100 地点の観測結果を基に、月毎の火山灰放出量を求めた。図 2.1-3-2 に、2019 年 9 月以降の各観測点の降灰量と南岳からの距離の関係を示す。

鹿児島県が調査を開始した 1978 年 6 月以降は、このようにして得られた月毎の推定総降灰重量データが蓄積されている (図 2.1-3-3)。2019 年度においては 8 月までは降灰量が 5 万トン以下と少なかったが、9 月より増加し 11 月および 12 月には 30 万トンを超える火山灰が放出された。2019 年 4 月から 2020 年 1 月までの総降灰量は 126 万トンであった。

観測点名	南岳からの距離 km	月間降灰量 g/m <sup>2</sup>				
		2019年9月	2019年10月	2019年11月	2019年12月	2020年1月
湯ノ平	3.0	802	2453	2721	560	445
二俣上	4.5	53	336	1392	1392	910
二俣	5.0	63	140	618	541	541
武	5.2	278	115	587	440	204
藤野	4.9	46	45	516	598	140
赤水	4.5	557	837	441	245	465
小池	5.7	188	473	831	290	182
高免	5.1	20	892	897	927	254
團山	5.8	31	333	822	712	150
黒神	4.5	138	723	1523	471	503
有村	3.1	97	685	3555	4702	1585
湯之	3.5	1068	1584	327	212	183
持木	3.8	874	1464	337	163	145
桜島口	5.3	43	367	2011	654	1736
海湯	7.3	10	80	721	969	644
垂水	10.5	12	57	383	585	168
牛根麓	9.0	45	145	582	296	691
柗原	14.8	12	50	329	352	136
二川	12.5	20	32	161	172	314
市役所	9.7	61	107	190	26	75
坂元	10.8	56	89	130	13	25
吉野	8.6	126	59	182	54	17
丸岡	14.8	26	66	31	8	3
東開	12.0	41	78	15	8	9
広木	13.7	36	76	53	12	19
谷山	15.7	38	33	6	3	5
城南	9.0	85	244	322	137	63
福山町	18.7	3	4	70	14	8
輝北町	20.0	5	26	132	121	78
加治木町	17.8	3	6	28	11	18
隼人町	20.0	2	6	5	2	20
始良町	16.7	14	9	44	15	11
吉田町	17.4	26	5	24	3	3
国分	20.4	2	34	9	14	23
溝辺	27.8	1	2	4	2	3
蒲生	21.9	11	1	31	22	6
霧島	31.3	1	5	1	1	2
栗野	41.8	1	1	3	1	5
郡山	20.2	22	25	29	11	11
松元	21.4	32	54	38	6	11
日吉	29.6	40	27	28	4	27
串木野	39.2	1	2	8	1	1
金峰	33.2	1	3	1	1	1
宮之城	40.8	1	1	5	2	1
東郷	43.8	5	1	2	1	1
知覧	32.8	1	4	1	2	1
笠沙	48.4	1	1	1	1	1
枕崎	48.4	10	4	1	1	1
大隅	32.0	1	1	17	5	6
財部	35.7	1	2	12	1	4
大崎	37.2	1	1	9	8	3
志布志	43.5	1	1	14	9	4
喜入	25.2	3	8	1	1	1
山川	41.8	1	5	4	2	1
鹿屋	28.4	1	1	15	11	22
高山	38.2	1	1	14	8	11
大根占	39.5	1	1	15	18	6
内之浦	51.8	1	1	4	8	8
佐多	54.2	1	1	2	6	2
霧島田口	36.3	0	0	0	0	0
牧園高千穂	37.2	0	0	0	0	0
菱刈	48.0	0	0	0	0	0

表 2.1-3-1 鹿児島県による降灰量調査結果の例。各観測点の南岳火口からの距離および月毎の面積あたり降灰重量（鹿児島県、2020）を示す

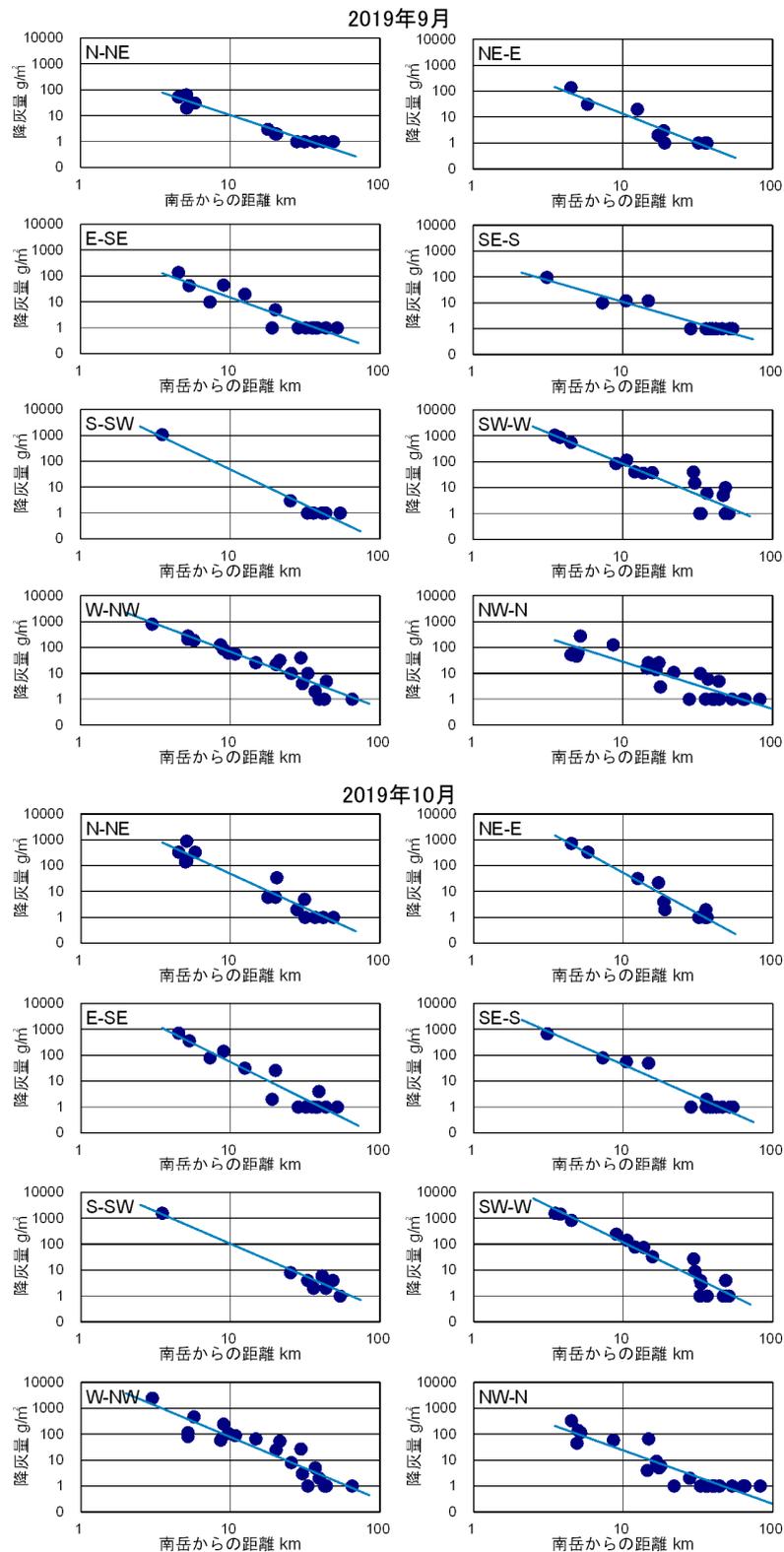


図 2. 1-3-2 鹿児島県の降灰観測点における月別降灰量と南岳からの距離の関係。2019年9月から2020年1月。観測点の位置により南岳を中心とした8方位に区分して示した。青線は最小自乗近似による南岳からの距離に対する降灰量分布関数を示す。

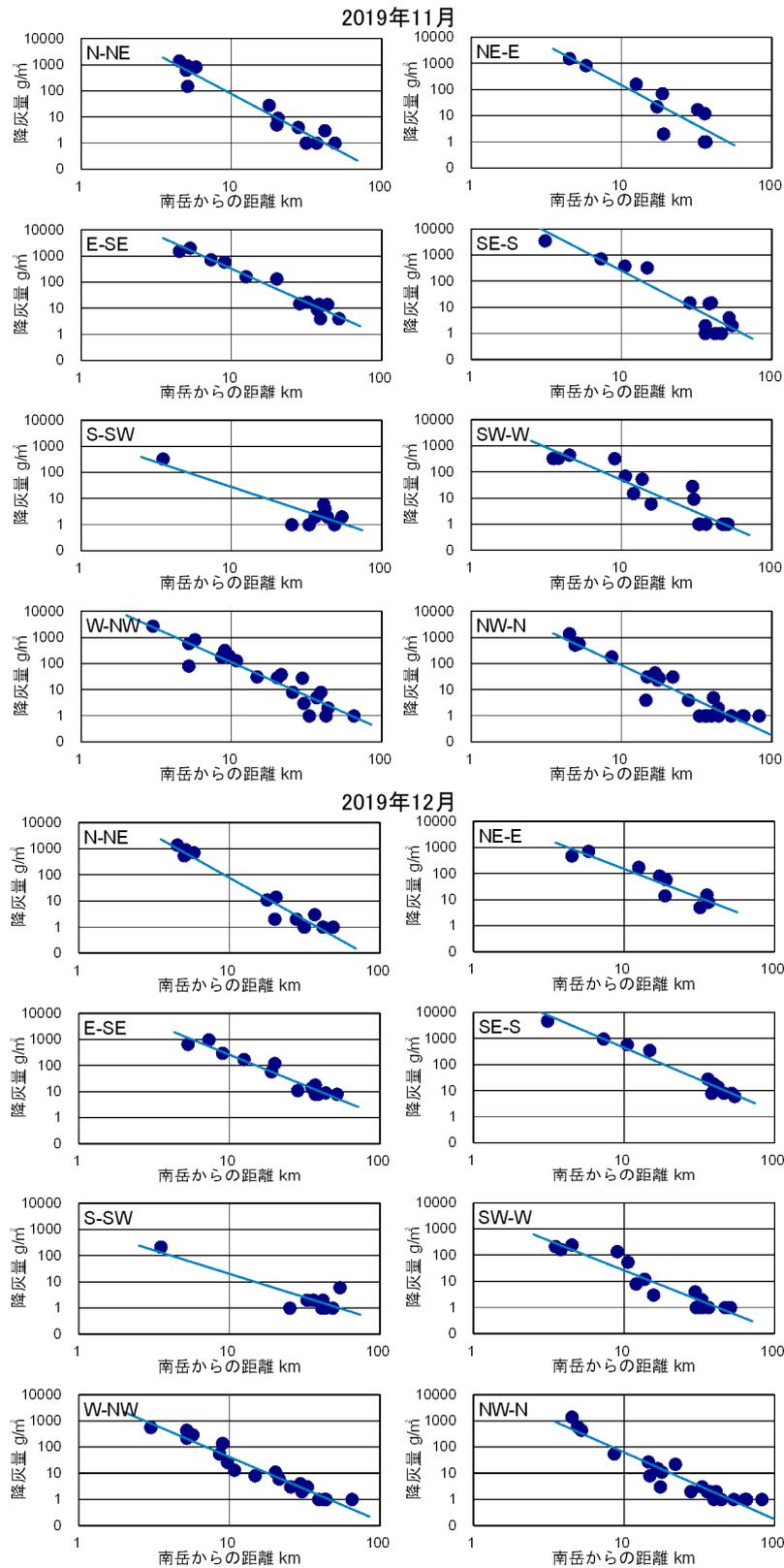


図 2.1-3-2 (続き 1)

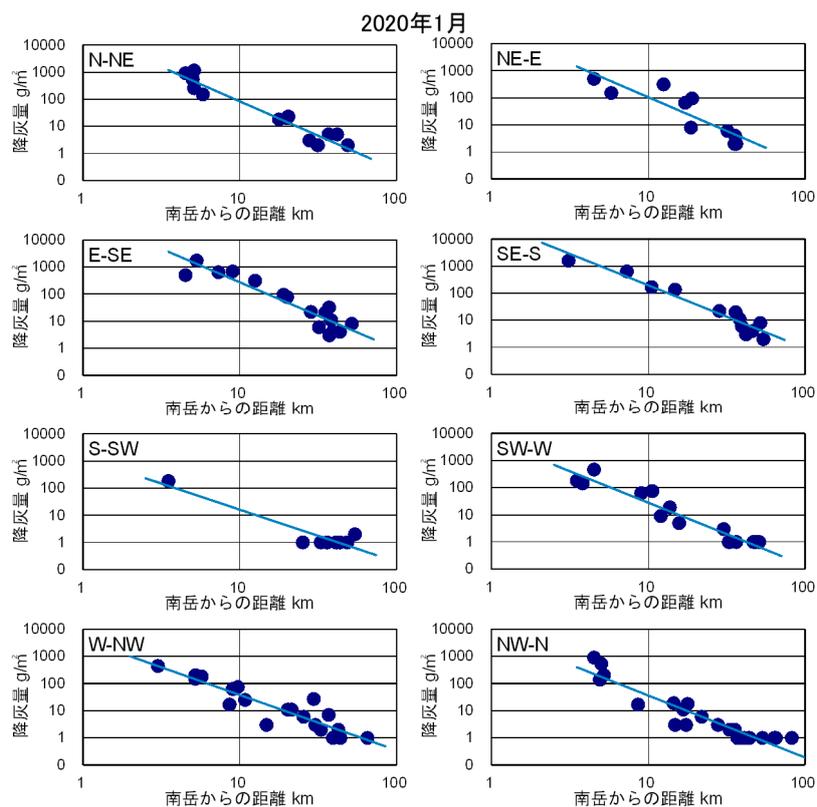


図 2.1-3-2 (続き 2)

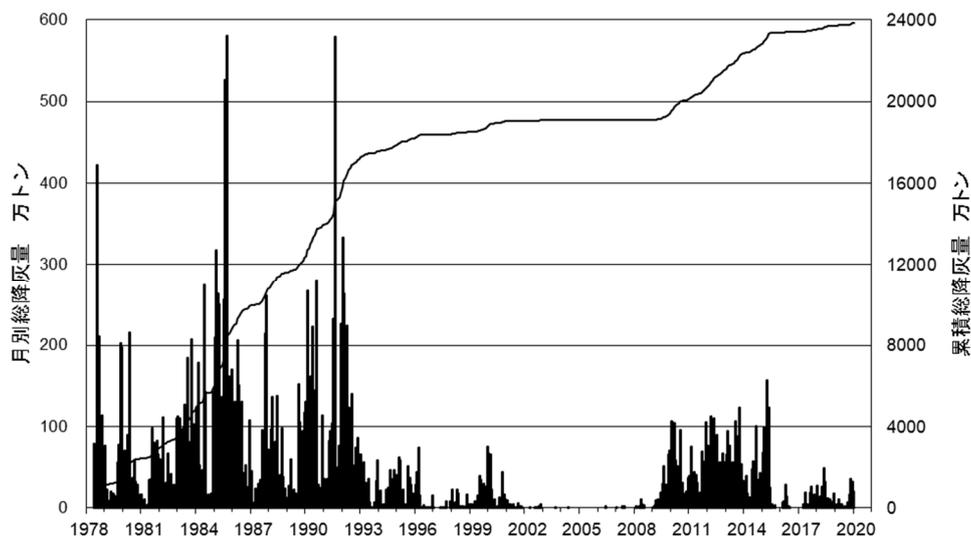


図 2.1-3-3 桜島火山から放出された月別推定総降灰重量とその累積値（1978年6月以降2020年1月まで）縦棒は月間推定総降灰重量、線はその累積値をそれぞれ示す。単位：万トン。

また、期間中に発生した噴火のうち、一部のものについては噴火が発生した際に降灰状況の現地調査を行っている。図 2.1-3-4 は 2019 年 7 月 28 日 17 時 54 分に発生した南岳の噴火による降灰状況を調査した例を示す。気象庁の発表によればこの噴火による噴煙は火口上約 3500m の高度に達し、強風のため図 2.1-3-4a に示すように南岳の北北東方向の狭い範囲に集中的に降灰をもたらした。この噴火に伴う降灰により 7 月 28 日は鹿児島空港の滑走路が一時使用停止となり航空便の欠航が発生した。なお、2019 年 7 月はこの噴火以外の噴火はごく小規模であった。

翌 7 月 29 日に現地調査を実施し降灰範囲や降灰状況の調査および降灰量を求めるための試料採取を行った。図 2.1-3-4b は鹿児島空港に隣接する新日本航空株式会社構内の降灰状況で、ここでの降灰量は  $55\text{g}/\text{m}^2$  であった。南岳の北方約 25km の始良市下名周辺でも少量の降灰が確認できたが降雨のため試料採取ができず、目視観察から降灰量は  $10\text{g}/\text{m}^2$  程度とみられた。

得られた場所ごとの降灰量を基に江頭・石原(1979)、Eto (1989, 2001) の方法で距離に対する降灰量分布関数を決定した (図 2.1-3-4c)。現地調査の結果から降灰範囲を南岳からの方位角  $-10^\circ \sim +20^\circ$  の扇形として当該の噴火による総降灰重量を求めると約 3 万トンとなった。

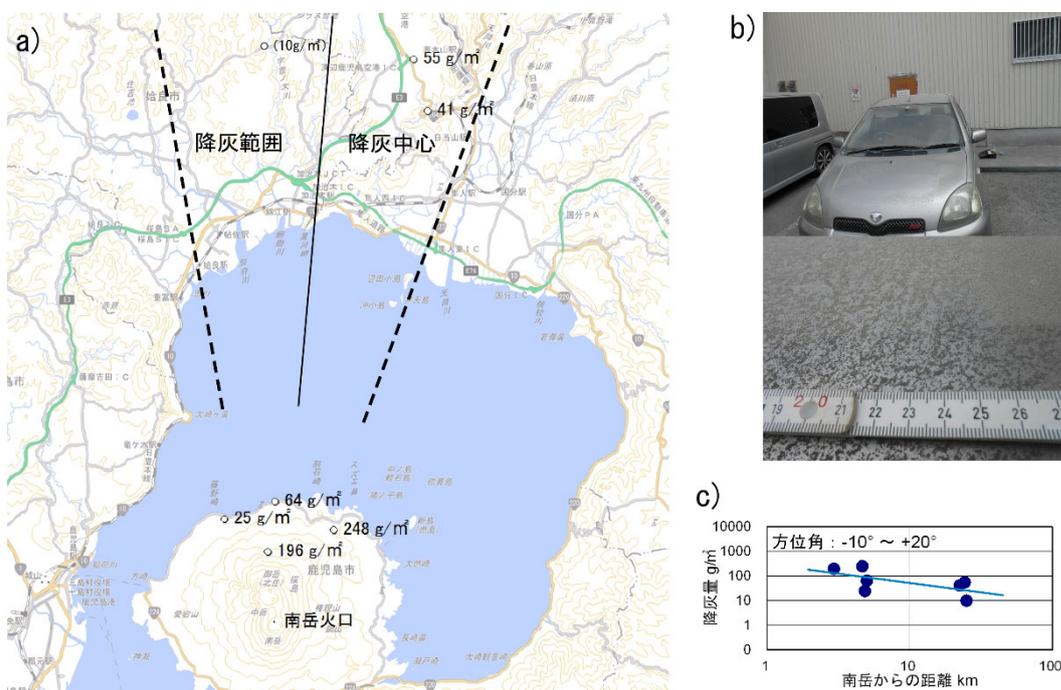


図 2.1-3-4 2019 年 7 月 28 日に発生した南岳の噴火による降灰の現地調査結果。a) 降灰の分布範囲と降灰量。( ) 内は目視による推定量。b) 降灰の状況 (鹿児島空港付近)。c) 降灰量と南岳からの距離の関係。(シンボルは図 2.1-3-2 と同様)。

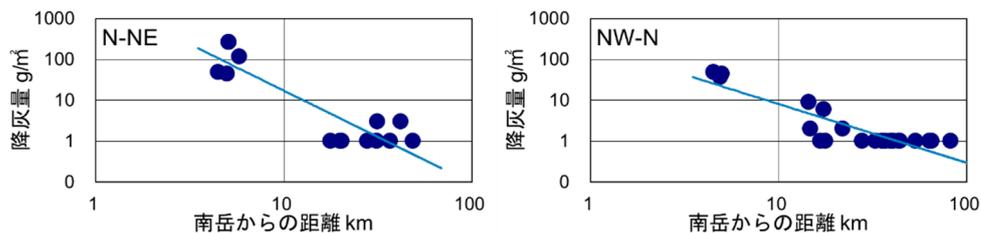


図 2.1-3-5 2019 年 7 月の鹿児島県の降灰量観測点における月間降灰量と南岳からの距離の関係。北-北東方向（左）および北西-北方向（右）を示す。（シンボルは図 2.1-3-2 と同様）。

一方、鹿児島県の降灰観測結果をみると、観測点が比較的密に分布する桜島島内においては高免観測点で 2019 年 7 月の月間降灰量として  $264\text{g}/\text{m}^2$  が得られている。しかし桜島島外では降灰が集中した鹿児島空港近傍には鹿児島県の降灰量観測点がなく、周辺の国分、溝辺、加治木の各観測点の 2019 年 7 月の月間降灰量はいずれも  $1\text{g}/\text{m}^2$  であった。図 2.1-3-5 は、2019 年 7 月 28 日の噴火による降灰範囲（図 2.1-3-4a）を含む北-北東方向および北西-北方向の鹿児島県の降灰量観測点における月間降灰量（2019 年 7 月）と南岳からの距離の関係を示したものである。図 2.1-3-5 の鹿児島県の降灰量観測点のみに基づく降灰量分布関数から推定した 7 月の月間総降灰重量は、北-北東方向で 3.5 千トン、北西-北方向で 0.8 千トンであり、現地調査に基づく 7 月 28 日の噴火による総降灰重量に比べてはるかに少ない。2019 年 7 月については、7 月 28 日の噴火による降灰が集中した地域に鹿児島県の降灰量観測点が存在しなかったために推定総降灰重量が過小になっていると考えられる。このように強風等により狭い範囲に降灰が集中した場合には、依然として噴火に伴う現地調査を併用する必要があることを示している。

また、比較的少量の降灰を検出する試みとして、2019 年 11 月 23 日より光散乱式粉塵計による浮遊粒子状物質濃度の連続観測を開始した。使用した粉塵計は英国 Turnkey instruments 社製 Dustmate で、総浮遊粒子、PM10、PM2.5 および PM1 の濃度を、粒子密度  $1.5\text{g}/\text{cm}^3$  を仮定した重量濃度として  $0.1\ \mu\text{g}/\text{m}^3$  の分解能で記録する。記録間隔は 1 秒から 1 時間の範囲で設定できる。今回の観測では、京都大学防災研究所附属火山活動研究センター桜島火山観測所本館屋上に粉塵計を設置し、1 分または 2 分の記録間隔で連続観測を行っている。粉塵計の設定ミスなどによる欠測期間がわずかにあるが、観測開始後ほぼ連続した記録が得られている。

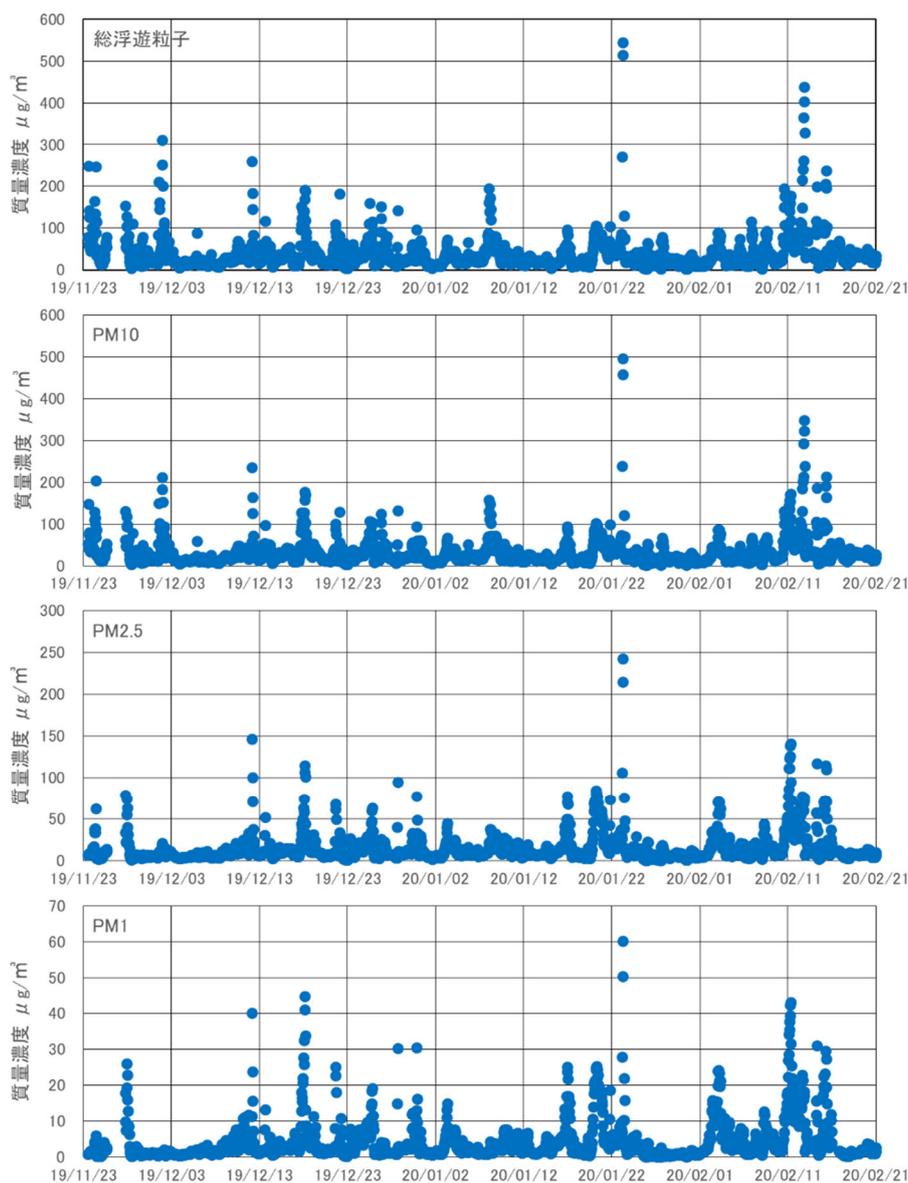


図 2.1-3-6 粉塵計による浮遊粒子状物質濃度の時間変化（1 時間値）

図 2.1-3-6 は、粒径クラスごとに得られた濃度を 1 時間平均値で示したものである。観測された総浮遊粒子濃度はおおむね  $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$  以下で推移しているが、時折それを超える高濃度が検出される。観測期間がまだ短く、期間内に桜島火山観測所において降灰が目視等で確認できたのは数回しかない。また、粉塵計で検出された高濃度イベントのすべてが降灰によるものではなく、野焼きによる煙が流れてきたケースや、降雨の際にも高い浮遊粒子濃度が検出されることがわかってきた。

図 2.1-3-7 に、2020 年 2 月 21 日 7 時 10 分に発生した南岳の爆発的噴火による降灰の際の粉塵計の記録を示した。噴火発生前は総浮遊粒子濃度が  $40 \mu\text{g}/\text{m}^3$  前後で推移していた

が、噴火発生の約 30 分後から総浮遊粒子濃度および PM10 濃度が増加し始め 1 分値で最大  $140 \mu\text{g}/\text{m}^3$  に達した。一方で総浮遊粒子濃度が増加し始めるのと同時に総浮遊粒子濃度に対する PM2.5 の比が減少し始め 0.1 程度の値に達した。その後 9 時 30 分頃まで断続的に高い総浮遊粒子濃度が検出され、その間の PM2.5/総浮遊粒子濃度比は 0.1 前後の低い値を保っていた。9 時 15 分頃に地表に堆積した火山灰を採取して計量したところ、降灰量は約  $70\text{g}/\text{m}^2$  であった。なお、桜島火山観測所では、本課題とは別に、大きさ  $250 \mu\text{m}$  以上の落下する粒子を検出可能な光学式ディストロメーターを用いた降灰観測を行っているが、上記の期間の落下粒子の検出はなかった。

味喜ほか (2014) は 2013 年に同様の粉塵計による観測を行い、降灰時に PM2.5/総浮遊粒子濃度比が 0.1 以下になることを指摘しており、降下火山灰に含まれる微小粒子は通常大気中を浮遊するものよりもサイズの大きい粒子の割合が大きいと考えた。図 6 の例の場合も PM2.5/総浮遊粒子濃度比が総浮遊粒子濃度の増大とともに減少しており、降灰を検出できたものと考えられる。このような特徴は機械観測によって少量の降灰を検出できる可能性を示すと考えられるが、降灰とそれ以外の要因での浮遊粒子濃度の増大との確実な区別の基準や、浮遊粒子濃度と降灰量との関係を明らかにするにはさらに観測を継続して事例を増やす必要がある。

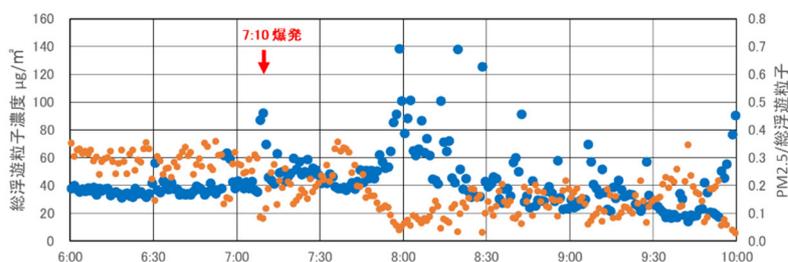


図 2.1-3-7 粉塵計によって降灰による高濃度を検出した例。2020 年 2 月 21 日 6 時から 10 時までの総浮遊粒子濃度 (青) および総浮遊粒子濃度に対する PM2.5 濃度の比 (橙)。それぞれ 1 分値を示す。

## b. 始良カルデラへのマグマ供給量の推定

### 1) 始良カルデラへのマグマ供給量の推定

1-2 項で推定された始良カルデラ下の圧力源の位置をもとにマグマ供給量の時間変化を推定してみた。図 2.1-3-8 に GNSS 観測点 YOSI と MAKI の間の水平距離の時間変化を示す。観測点 YOSI と MAKI は始良カルデラの西縁と東縁にあり、基線は圧力源のほぼ直上を横断しており、桜島と始良カルデラの北岸を結ぶ南北測線に比べ桜島の影響を受けにくく、始良カルデラ中央部の圧力源の体積変化を直接的に表していると考えられる。2010 年から 2019 年までに約 7cm 伸長しているが、2015 年 1 月ごろから 2017 年 1 月頃までの伸長率が大きく、12mm/年の速度で伸びている。2018 年以降の伸長率は 3mm/年であり、2012 年から 2014 年の伸長率とほぼ同じである。

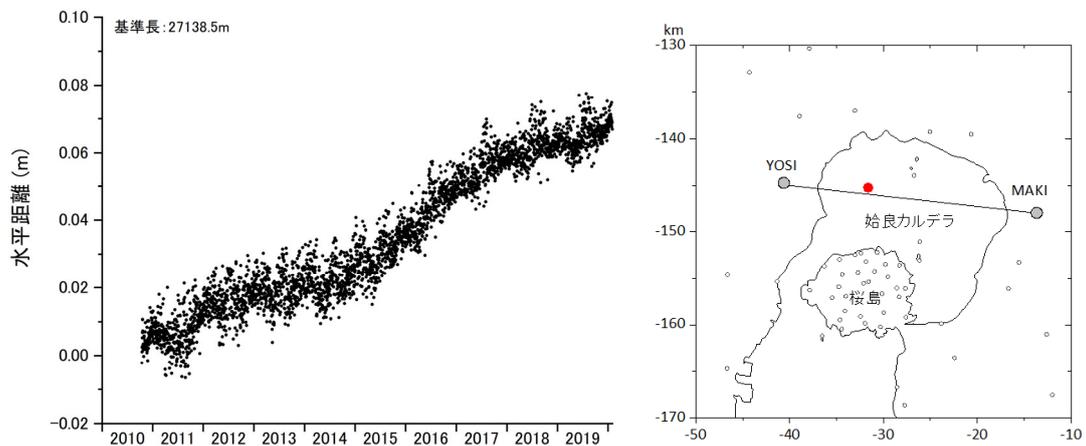


図 2.1-3-8 GNSS 観測点 YOSI と MAKI の間の水平距離の時間変化。観測点 YOSI と MAKI の位置は右図に示す。赤丸は貫入体積の計算に用いた圧力源の位置を示す。

そこで、GNSS 観測点 YOSI と MAKI の間の水平距離の変化は始良カルデラ中央部に位置する圧力源へのマグマの貫入と考え、その貫入体積の時間変化を見積もってみた。圧力源の位置を始良カルデラの中央部の深さ 10km 付近に固定（ここでは、期間 E における圧力源の位置を適用）することにより、図 2.1-3-8 に示した YOSI と MAKI の間の水平距離の変化から圧力源の体積変化の時間変化を得ることができる。

火山灰の放出重量はさきの図 2.1-3-3 に示したように 1 か月ごとの値が見積もられている。これを圧力源における体積に換算する場合に、DRE として密度を  $2500\text{kg/m}^3$  にする場合が多い（例えば、江頭・他、1998）。一方、マグマは噴出後に固形の火砕物となるもの以外に多量の揮発性成分を含んでいるので、密度は  $2500\text{kg/m}^3$  よりも小さいと考えた方が妥当であろう。そこで、ここでは密度を  $2500\text{kg/m}^3$  と  $1000\text{kg/m}^3$  とした場合について計算した。

結果を図 2.1-3-9 に示す。2010 年から 2019 年までの 9 年間で、密度を  $2500\text{kg/m}^3$  とした場合、マグマの供給量は  $65 \times 10^6\text{m}^3$ 、 $1000\text{kg/m}^3$  とした場合は  $95 \times 10^6\text{m}^3$  であるので、供給速度はそれぞれ、 $7 \times 10^6\text{m}^3/\text{年}$ 、 $11 \times 10^6\text{m}^3/\text{年}$  となる。密度を  $1000\text{kg/m}^3$  とした場合でも、これまで知られているマグマの供給速度  $1 \times 10^7\text{m}^3/\text{年}$  (Ishihara, 1981) と同程度であるので、最近 100 年間のマグマの供給速度と同等か、それよりもやや少ないという評価になる。一方、一時的にマグマの供給速度が増加している時期が 2011 年 10 月～2012 年 3 月、2014 年 10 月～2015 年 6 月に見られる。密度を  $1000\text{kg/m}^3$  とした場合、一時的ではあるがこれらの時期におけるマグマの供給速度は  $2 \times 10^7\text{m}^3/\text{年}$  となるので、平均速度の約 2 倍に達している。

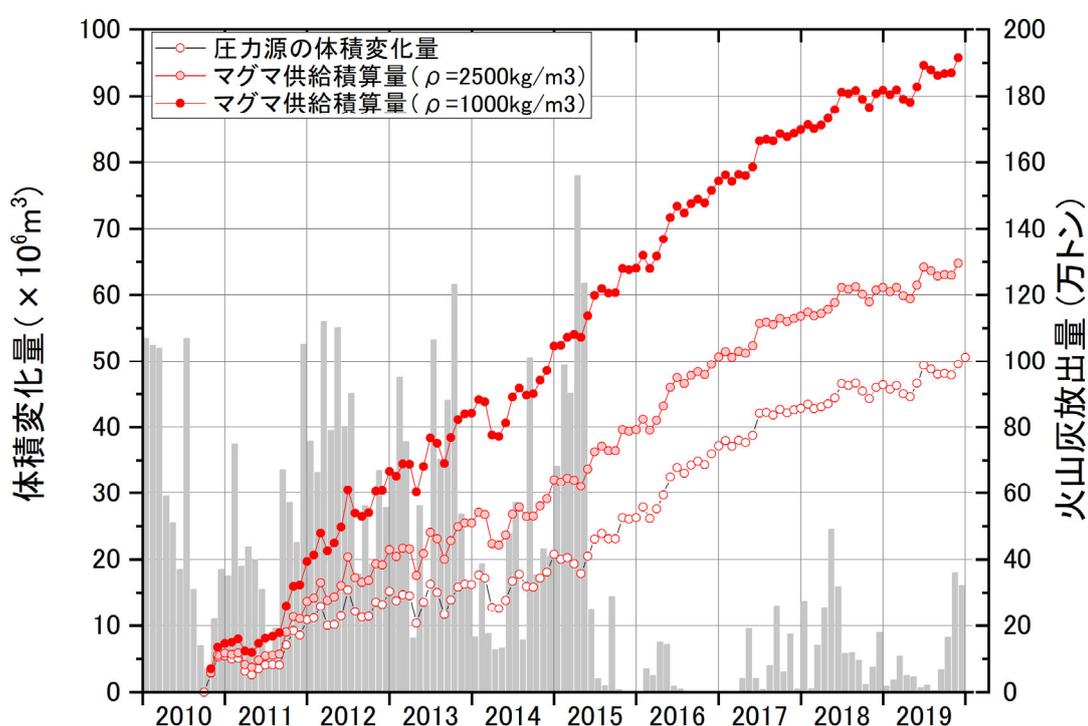


図 2.1-3-9 始良カルデラの中央部の圧力源へのマグマ供給量の時間変化。1 か月ごとの値をプロットした。マグマ供給量の時間変化は密度を  $2500\text{kg/m}^3$  と  $1000\text{kg/m}^3$  とした場合について示す。火山灰放出量（棒グラフ）も合わせて示した。

## 2) 考察

本稿の解析においては桜島島内の北部に推測される圧力源 (Iguchi et al., 2013; Yamamoto et al., 2013; Hotta et al., 2016) を無視したが、桜島へのマグマ供給速度が増加して桜島北部に推定される局所的な圧力源の膨張の効果が大きいときは、その影響を無視できない。本稿の解析においても桜島北部における急な隆起が観測された時期を含む期間 A、B、D において圧力源が深さ 6km 付近に求められた。観測点が稠密であるにもかかわらず、これまで求められている桜島北部の圧力源は解析ごとに位置が変わっているの

で、桜島北部の圧力源のとりあつかいには今後も検討を要する。また、始良カルデラへのマグマ供給量についても始良カルデラ中央部の圧力源の体積変化と桜島からの火山灰放出量のみから評価したこの圧力源からの流出の和で求めており、桜島内部に貯留されつつあるマグマ量は評価していない。桜島内部に貯留されつつあるマグマ量を評価するためには、桜島北部の圧力源の位置と体積変化量を明確化する必要がある。

#### 1-4. まとめ

これまで行ってきた始良カルデラにおける地盤変動観測網における観測を継続するとともに、始良カルデラ内部の既設観測点の改善および観測点の新設を行い、観測網を強化した。観測網を強化することにより始良カルデラ中央部を南北に横切る安定した基線を確保することができた。

また 2015 年後半から 2019 年までの始良カルデラ周辺の地盤変動観測から、始良カルデラ下の圧力源の位置とその体積変化を見積もった。

GNSS 観測により得られる水平変動から求められた圧力源の位置は、これまでの研究により知られていた圧力源の位置と同じく、始良カルデラの中央部の深さ 10km 付近であった。今後は垂直変動成分も加えた解析を検討する必要がある。

桜島からの火山灰等の噴出量を始良カルデラからのマグマ流出量として考慮した結果、2010 年から 2019 年までの始良カルデラへのマグマの供給率は  $7\sim 11\times 10^6\text{m}^3$  と見積もられ、過去の見積もりと同等もしくはそれを下回る量であった。ただし、一時的にその 2 倍程度の供給率となる時期もあった。

また、始良カルデラの地盤変動圧力源の推定には、桜島北部に存在する別の圧力源の影響とテクトニック応力場による影響を考慮しなければならない。桜島北部の圧力源の位置と深さは時期によって別の場所に推定されるうに桜島へのマグマ供給量が増加するとその影響は強くなることから、その体積変化量と合わせて今後の取り扱いごとに検討を加える必要のあることが明らかになった。一方、テクトニックな応力場による変位は始良カルデラ遠方のデータを取り扱う際に影響が無視できないことが示された。このことから今後より深い圧力源の影響を評価する場合には、テクトニックな応力場による変位の除去をしてからデータ解析をする必要がある。

#### 参考文献

- Delaney, P.T. and McTigue, D.F. (1994) Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea Volcano, *Bull. Volcanol.*, **56**, 417-424.
- Eto, T. (1989) An estimation of the amount and the dispersal of volcanic ash-falls ejected by summit eruptions at Sakurajima Volcano, *Proceedings, Kagoshima International Conference on Volcanoes 1988*, 448-451.

- Eto, T. (2001) Estimation of the amount and dispersal of volcanic ash-fall deposits ejected by vulcanian type eruption, Rep. Fac. Sci. Kagoshima Univ., 34, 35-46.
- 江頭庸夫・石原和弘（1979）桜島火山周辺における火山灰の降下堆積状態，火山，24，88.
- 江頭庸夫(1988)桜島火山周辺における地盤変動—1982年～1985年—，第6回桜島火山の集中総合観測，15-19.
- 江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Muhamad Hendrasto・味喜大介・園田忠臣・木股文昭・宮島力雄・松島健・内田和也・八木原寛・王彦賓・小林和典（1998a）桜島火山周辺における水準測量結果について—1991年12月～1996年10月—，第9回桜島火山の集中総合観測，15-29.
- 江頭庸夫・高山鐵朗・園田忠惟・山本圭吾（1998b）桜島火山周辺における光波測量結果—1992年1月～1996年12月—，第9回桜島火山の集中総合観測，31-37.
- 萩原幸男（1977）複合茂木モデルとしての松代地殻隆起，測地学会誌，23-1，25-35.
- Hickey, J., Gottsmann, J., Nakamichi, H., Iguchi, M. (2016) Thermomechanical controls on magma supply and volcanic deformation: application to Aira caldera, Japan. Scientific Reports, DOI: 10.1038/srep32691
- Hotta, K., Iguchi, M., Ohkura, T. and Yamamoto, K. (2016) Multiple-pressure-source model for ground inflation during the period of high explosivity at Sakurajima volcano, Japan – Combination analysis of continuous GNSS, tilt and strain data –, Jour. Volcanol. Geotherm. Res., **310**, 12-25.
- Hotta, K., Iguchi, M., Tameguri, T. (2016) Rapid dike intrusion into Sakurajima volcano on August 15, 2015, as detected by multi-parameter ground deformation observations, Earth Planets Space, **68**, DOI 10.1186/s40623-016-0450-0.
- 井口正人(2006)マグマの蓄積過程にある始良カルデラ，月刊地球，**28**，2，115-121.
- 井口正人・高山鐵朗・山崎友也・多田光宏・鈴木敦生・植木貞人・太田雄策・中尾茂・前野直・長尾潤・馬場幸二・大重吉輝・放生会正美(2008)桜島および始良カルデラ周辺におけるGPS観測，第10回桜島火山の集中総合観測，53-62.
- Iguchi, M., Tameguri, T., Ohta, Y., Ueki, S., Nakao, S. (2013) Characteristics of volcanic activity at Sakurajima volcano's Showa crater during the period 2006 to 2011 Bull. Volcanol. Soc. Japan, **58**, 115-135.
- Ishihara, K. (1981) A quantitative relation between the ground deformation and the volcanic materials ejected, Abstract 1981 IAVCEI Symposium - Arc Volcanism, 143.
- 石原和弘・高山鐵朗・田中良和・平林順一(1981)桜島火山の溶岩流（I）—有史時代の溶岩流の容積—，京都大学防災研究所年報，**24**，1-10.
- 鹿児島県（2020）鹿児島県ホームページ，  
URL: <http://www.pref.kagoshima.jp/bosai/sonae/sakurajima/index.html>

- 加茂幸介・石原和弘(1980)地盤変動から見た桜島の火山活動, 桜島地域学術調査協議会研究報告, 鹿児島県, 19-28.
- 気象庁 (2020) 気象庁ホームページ, URL:  
<http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/index.php>.
- Kriswati, E. and Iguchi, M. (2003) Inflation of the Aira caldera prior to the 1999 eruptive activity at Sakurajima volcano detected by GPS network in south Kyushu. *Ann. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **46B**, 817-826.
- 味喜大介・吉谷純一・Jónas ELÍASSON・井口正人 (2014) 桜島における粒子状物質連続地上観測, 京都大学防災研究所年報, **57B**, 150-153.
- Mogi, K. (1958) Relation between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **38**, 99-134.
- Omori, F. (1918) The Sakura-Jima eruptions and earthquakes, II. *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.*, **8**(6).
- 斎藤英二・井口正人 (2006) 口永良部島火山における GPS 連続観測による気象要素を加味した 3 次元変位検出, *火山*, **51**, 21-30.
- 佐々憲三 (1956)
- Takayama, H. and A. Yoshida (2007) Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data. *J. Geophys. Res.*, **112**, B06413.
- 渡部豪・田部井隆雄 (2004) 南西諸島の GPS 速度場とサイスモテクトニクス. *地震*, **57**, pp. 1-10.
- Yamamoto, K., Sonoda, T., Takayama, T., Ichikawa, N., Ohkura, T., Yoshikawa, S., Inoue, H., Matsushima, T., Uchida, K., Nakamoto, M. (2013) Vertical ground deformation associated with the volcanic activity of Sakurajima volcano, Japan during 1996 - 2010 as revealed by repeated precise leveling surveys, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 137-151.
- Yoshikawa, K. (1961) On the crustal movement accompanying with the recent activity of the volcano Sakurajima (Part 1), *Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **48**, 1-15.

## 2. 始良カルデラにおける海底地盤変動観測の検討

始良カルデラでは現在も地盤変動が継続している。始良カルデラにおける地盤変動が注目されるようになったのは1914年に発生した桜島の大正噴火活動以降である。

Omori (1920)は桜島大正噴火後の鹿児島湾北岸一帯の地盤の変動を指摘した。桜島大正噴火後の海底調査でカルデラ西部に7mの海底の沈降が観測されている(Omori, 1920)。江頭ほか(1997)は桜島の活動期の1974~1988年の14年間に桜島の北岸で230 mmに達する大きな沈降量をとることを見だし、その変動量の分布は桜島の北にある力源Aと桜島の南岳直下の力源Bとが膨張するモデルで説明出来るとした。したがって桜島の北方沖の始良カルデラ中央部では垂直変動量が大きいことが期待でき、海底地盤変動観測装置の設置に好適な場所であると考えられる。江頭他(1997)の見いだした垂直地盤変動の速度は $-16.4 \text{ mm/year}$ であった。江頭他(1997)の記述した桜島の活動期は南岳火口を中心としたブルカノ式活動であったが、2006年以降の南岳東山腹の昭和火口に活動の中心が移動していた時期も北部鹿児島湾沿岸の地盤変動の特徴は変わっていない(Yamamoto et al., 2013)。Yamamoto et al. (2013)によれば桜島北岸で1997~2007年の11年間に100 mmに及ぶ隆起量が観測され、 $9 \text{ mm/year}$ の垂直地盤変動速度が示された。このことから桜島の北方沖の海底では概ね $10 \text{ mm/year}$ 程度の速度の垂直地盤変動量が期待される。

したがって、始良カルデラの監視を目的とした海底地盤変動観測では、桜島の北方沖で $10 \text{ mm/Year}$  オーダーの垂直変動を連続的に観測することが要求される。

近年では海底における地盤変動の観測法としてGNSS音響結合方式(GNSS/A)が実施されるようになってきた。GNSS/Aは海底に3点以上のミラートランスポンダを設置し、海面でGNSSによって測位された船からの音響発振に対するミラートランスポンダの応答の走時から、ミラートランスポンダの位置を決定する方法である(Spiess, 1985)。Spiess et al. (1998)はGNSS/Aによる海底地殻変動観測でJuan de Fucaプレートの動きを直接計測することに成功している。国内でも2000年代以降海上保安庁、名古屋大学、東北大学などで導入がなされた。現状ではいずれの機関もキャンペーン観測のスタイルで海底地盤変動観測を運用している。GNSS/A方式の垂直位置の決定精度に関する記述は見当たらないが国内で実施された例としてFujita et al. (2006)によればその水平位置決定精度はおおむね $2 \text{ cm}$ 程度であるので、垂直位置の決定精度も同様であろうと考えられる。

また本研究の海底地盤変動観測装置では、観測点1カ所につき一カ所の水中に自立する構造物とするのが適切であると考えられる。一方、GNSS/Aでは海底のミラートランスポンダが3カ所以上必要なことに加えて、1カ所の海面設備が必要である。長期間の連続観測を維持する観点からは、維持管理の対象となる機器設置点が少ないほうが良い。GNSS/Aでは水深と同程度の多角形頂点上にミラートランスポンダを設置する必要がある。国内では水深 $1000 \text{ m}$ 以上の場所での実績がある。このことから類推すると、GNSS/Aを平均水深 $100 \text{ m}$ の鹿児島湾で実施する場合を考えると、1辺 $100 \text{ m}$ 程度の三角形の頂点にミラートランスポンダを配置し、その中心にGNSS受信機および音響送受信機を搭載したブイを

配置することになる。しかしながら鹿児島湾では底引き網漁業が盛んな地域でもあり、観測装置の占有面積が大きくなることは漁業への影響が大きくなることを意味しており、継続的な観測の観点からは望ましいことではない。

このようなことを考慮して検討した結果、海底と結合して水中に自立する観測装置は鹿児島湾に適した要素を兼ね備えていると考えられた。

本節ではこの水中に自立する観測装置の実現をねらい、複数の構造の基礎設計を行って検討を加えた結果を報告する。2a 項ではイタリア国にある海底地盤変動装置と類似の装置の構造と運用に関する調査の結果について報告し、2b 項では海底地盤変動観測装置の始良カルデラへの適応性の検討を、2c 項では地盤変動観測データと海底地形に基づく海底地盤変動観測に最も適切な場所の選定の結果を、2d 項では海底地盤変動装置の基礎設計と輸送・設置工程についても検討を行った結果を報告する。

#### a. イタリア国立地球物理学火山学研究所(INGV)がナポリ湾に設置した海底地盤変動装置の現地調査

令和元年6月30日～7月4日の日程で、イタリア国立地球物理学研究所(INGV)の海底地盤変動装置と同じ構造の類似装置（以下、類似装置と称する）に関する調査をイタリア国 RESINEX 社とフィレンツェ大学にて行った。類似システムに関する設計、設置や運用に関して情報収集を行うことは、海底地盤変動装置の実現に向けて必要なことである。

RESINEX 社はイタリア国立地球物理学研究所(INGV)が所有管理しナポリ湾で運用する海底地盤変動装置の製造元であり、フィレンツェ大学が所有管理しストロンボリ島沖で運用している津波早期警報システムの製造元でもある。そのため、同社は本案件に関連した観測装置の構造に関連する情報の取得に最適であった。

フィレンツェ大学では Ripepe 教授らのグループがストロンボリ島の火山活動に伴って発生する津波の早期警戒システムを設置し、ストロンボリ島沖で運用中である。フィレンツェ大学は海中に観測塔を設置して観測運用中であり、本計画の海底地盤変動装置の運用に関する情報の収集先として最適であった。

なお、当初の計画では INGV も訪問し、ナポリ湾に設置した海底地盤変動装置に関する情報収集を実施することになっていた。しかし訪問に関する条件の一部で INGV 側と出発直前まで折り合うことができず、INGV の訪問を断念せざるを得なかった。そのために類似装置の調査を行うことになった。

#### a-2. 聴取内容

##### (1) 類似装置の構造

RESINEX 社技術者から海底地盤変動観測装置類似の Elastic Buoy の構造に関して情報を収集した。

軸の材質：炭素鋼

浮力体の材質：ポリエチレン外殻内にポリウレタン充填

アンカー材質：コンクリートブロック。

設計に必要な海洋環境パラメータ群；

- 設置場所の具体的な水深
- 設置場所における潮位変化量
- 海流の深さ分布
  - 風の強さ
  - 水波の波高および周期分布
  - 観測装置の総重量

また、後述のフィレンツェ大学の類似装置の諸元はつぎのようなものである。

Anchor weight: 23 tons, buoy: 7 ton.

Instrument chamber 1.5 ～2m 直径、高さ 1.2 m 程度。

また具体的な鹿児島湾の環境条件を与えて、RESINEX 社の Elastic Buoy が鹿児島湾の環境条件に適合する設計を実現できる可能性を検討する必要があることが明らかになった。

## (2) 類似装置の運用

フィレンツェ大学の関係者から類似装置の設置および運用に関する情報を得た。

ストロンボリ島における設置場所の海底地形は急傾斜である。ストロンボリ島では設置地点に運び込んだバージの上で類似装置の組み立て作業を行った。類似装置の設置には実質2日を要した。

ストロンボリ島周辺の海域では波高 10m、周期 10 秒の水波が特徴。常に波が高い状態であるので、8 ヶ月に一度の頻度のメンテナンスで運用している。

フィレンツェ大学の類似装置の諸元；

Guralp 24bit digitizer (upto 1000 Hz sampling, 100 mA)

Tilt meter DOGS MEMS sensor (+/- 45 degree, 4Hz sampling)

Pressure sensors (25 Hz sampling 14m, 43m)

Temperature (1 Hz sampling 14m, 43m)

Hydrophone (250 Hz sampling 43m)

Communication: 5 GHz 10/100 Mbps (250 mA)

photo resistors (for light house monitoring)

Power supply (4X100W solar panels, 5 kg Each+ 60 Ah Pb battery X2 25 kg Each)

なお、観測装置の消費電力は

Guralp 24bit digitizer : 100 mA)

Communication: 5 GHz 10/100 Mbps : 250 mA)

Sensors : 50 mA

トータル: 400 mA

冬期の電源確保が困難なため、低消費電力の装置類を使用している。急な山の際に設置されている（岸から 200m）ので、冬期は装置が山の陰に入り日が当たらない。

類似装置で得られたデータは複数の系統で無線を介して伝送される。無線通信の距離は類似装置間が 1 km 以内。中継点からデータセンターまでが約 2km であった。データは大学と Civil defence とに直接送られている。

フィレンツェ大学では類似装置を用いた観測点のオンラインモニターを運用している。オンラインモニターの項目は観測データと類似装置の状態パラメータで、リアルタイムで把握している。

### a-3. まとめ

イタリア国立地球物理学研究所 (INGV) の海底地盤変動装置と同じ構造の類似装置に関する調査をイタリア国 RESINEX 社とフィレンツェ大学にて行った。RESINEX 社では類似装置の構造と寸法に関する情報、さらには観測装置の設計を行うために必要な量に関する情報を得ることができた。またフィレンツェ大学ではストロンボリ島における類似装置の運用と設置に関する情報を得ることができた。類似装置のメンテナンス周期は 8 ヶ月であり、低消費電力の無線通信を複数系統で運用することでデータ伝送路を確保していた。

また具体的な鹿児島湾の環境条件を与えて、RESINEX 社の Elastic Buoy が鹿児島湾の環境条件に適合する設計を実現できる可能性を検討する必要があることが明らかになった。

b. 海底地盤変動観測装置の始良カルデラへの適応性の検討

海底地盤変動装置の始良カルデラへの適応性の検討を行うために、設置予定地域である鹿児島湾の気象条件および海象条件を原子力規制庁(2019)から整理し、英訳を行った。

以下に作業成果を示す。この作業成果は後に述べる海底地盤変動観測装置の基礎設計に際し、鹿児島湾の環境に関する基礎資料として用いた。

鹿児島湾の気象・海象条件

原子力規制庁(2019)から英訳。以下、本文を示す。この内容をイタリア国業者ならびに国内業者に基礎設計の際の環境条件として提示した。

(0) Location plan.

Point 1: 31° 39' 26.47" N, 130° 38' 45.43" E:

Point 2: 31° 37' 18.79" N, 130° 43' 27.43" E; The most preferable test site for the pilot model.

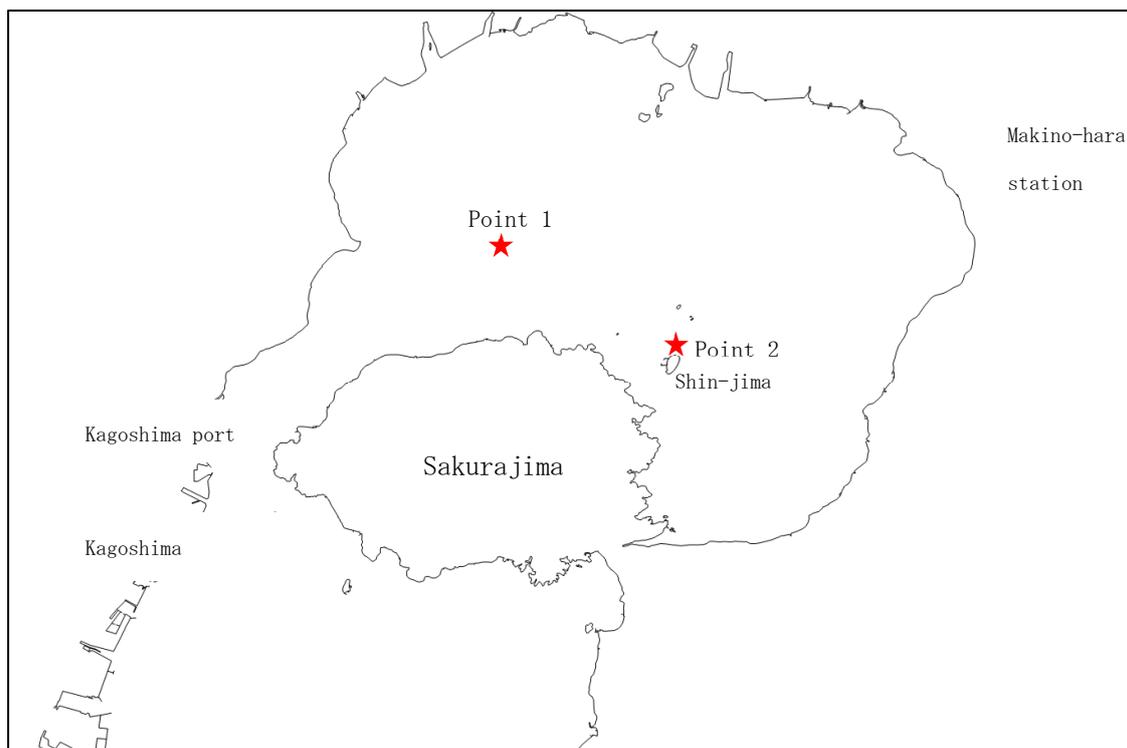


Fig. 2.2-1 A location plan for the buoys

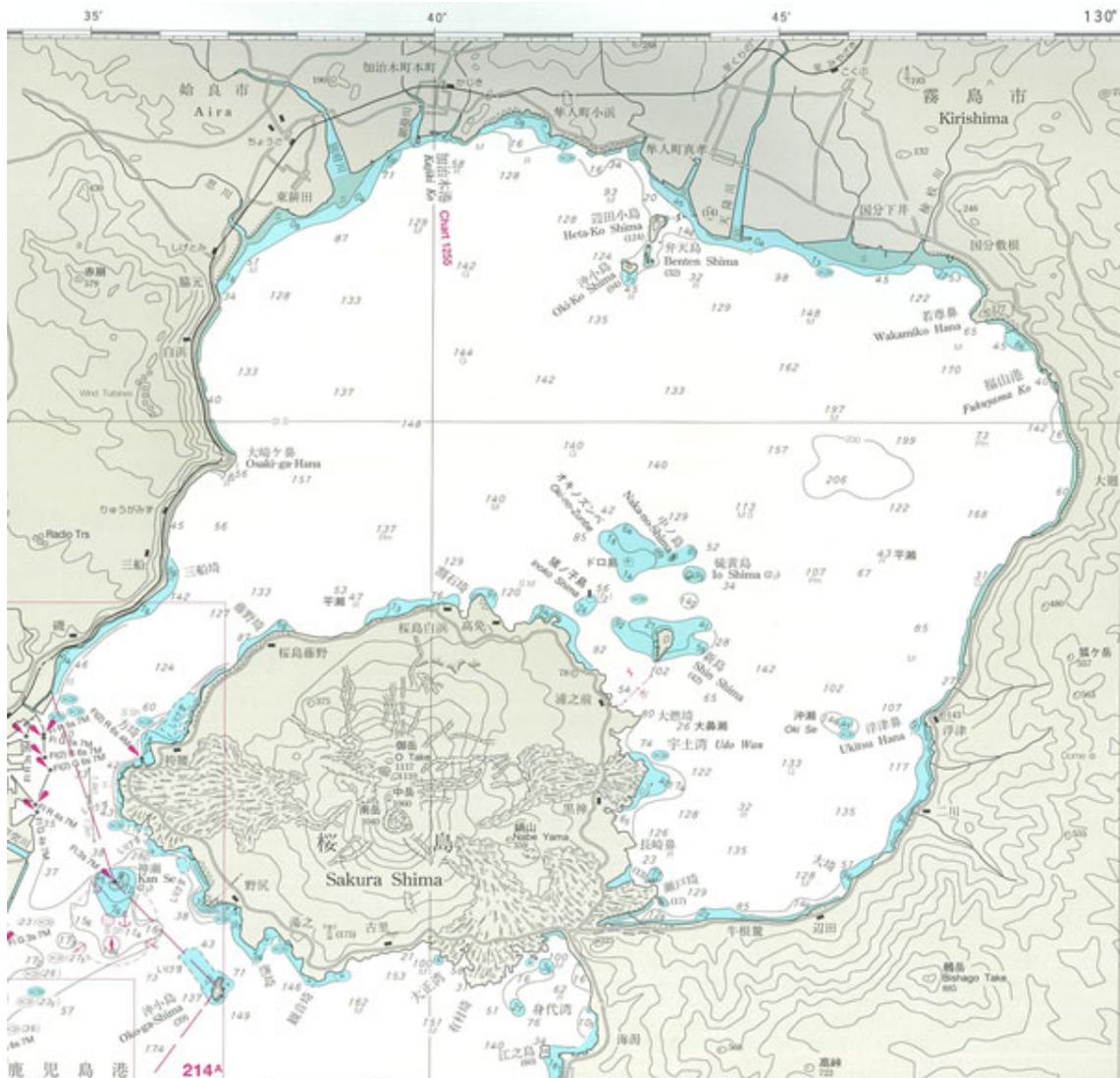


Fig. 2.2-2 A hydrographic chart of Kagoshima Bay (After Japan Coast Guard)

(2) Wind velocity and direction

2-1. Wind roses:

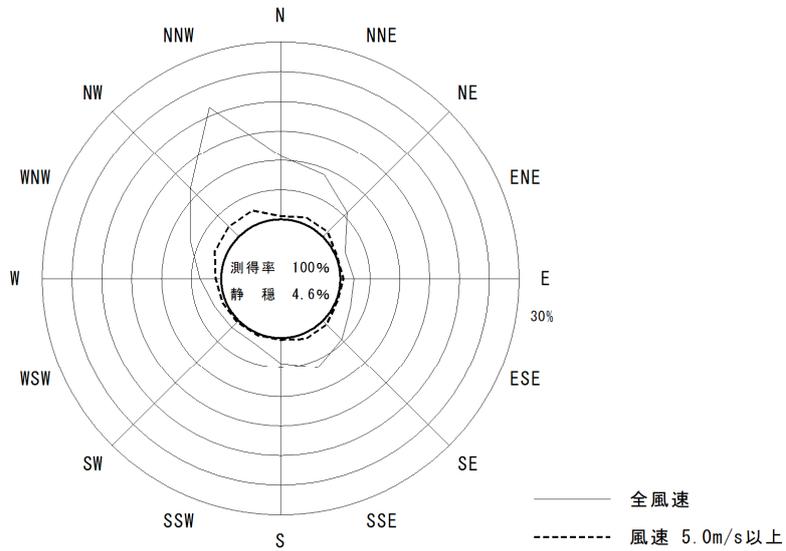


Fig. 2.2-3 A wind rose at Kagoshima station since 2009 through 2018. A thin curve indicates the total. A broken line indicates stronger wind than 5.0 m/s.

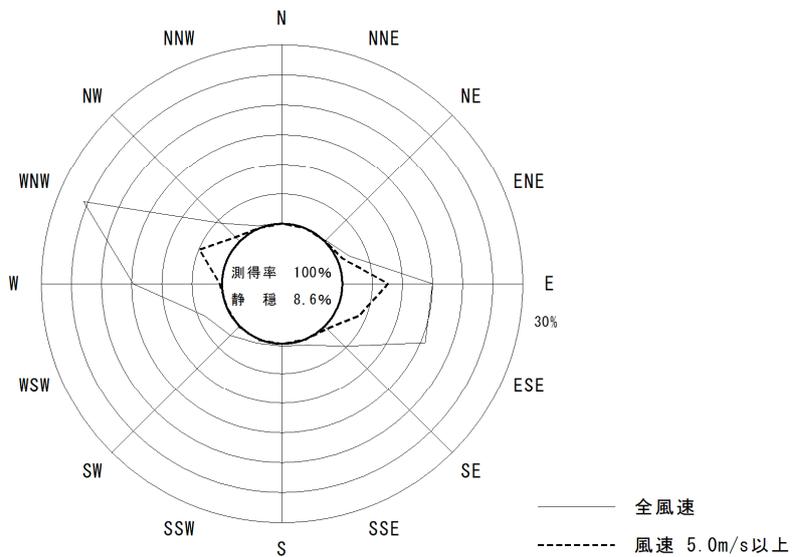


Fig. 2.2-4 A wind rose at Makinohara station since 2009 through 2018. The same style as the previous.

2-2. Probable wind velocity

Table 2.2-1 10-years, 30-years, and 50-years probable wind velocities at Kagoshima (top) and at Makinohara (bottom) stations.

Kagoshima station

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
10-years probable velocity	13.93	16.28	16.68	13.66	14.31	14.14	14.57	20.03	13.37	12.38	11.00	12.16	11.62	13.92	13.07	16.85
30-years probable velocity	17.75	21.23	18.98	15.76	17.28	16.39	16.63	25.29	15.16	16.28	12.15	13.16	12.61	15.13	15.69	23.46
50-years probable velocity	19.80	24.11	19.93	16.61	18.56	17.31	17.47	27.90	15.89	18.73	12.62	13.62	13.01	15.65	17.34	27.63

Makinohara station

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
10-years probable velocity	12.22	8.15	16.02	16.05	14.91	16.58	13.02	9.10	7.48	9.58	7.91	5.16	8.68	10.46	11.25	9.67
30-years probable velocity	18.07	9.81	19.70	18.03	16.12	18.33	14.61	10.30	8.80	11.02	8.65	5.74	9.68	11.35	13.50	13.77
50-years probable velocity	21.48	10.49	21.20	18.84	16.67	19.05	15.26	10.79	9.37	11.93	8.95	6.03	10.18	11.79	14.64	16.35

Table 2.2-2 10-years, 30-years, and 50-years probable wind velocities on the sea surface.

Direction	10-years probable wind velocity (m/s)	30-years probable wind velocity (m/s)	50-years probable wind velocity (m/s)
N	15.2	21.1	24.5
NNE	17.5	22.8	25.9
NE	19.0	22.7	24.2
ENE	19.1	21.0	21.8
E	17.9	19.1	20.0
ESE	19.6	21.3	22.1
SE	16.0	17.9	18.8
SSE	21.6	27.2	30.0
S	14.4	16.3	17.1
SSW	13.3	17.5	20.2
SW	11.8	13.1	13.6
WSW	13.1	14.2	14.7
W	12.5	13.6	14.0
WNW	15.0	16.3	16.8
NW	14.3	16.9	18.7
NNW	18.1	25.2	29.5

2-3. A tide level at Kagoshima port.

Approximate difference between Highest Water Level (HWL) and Lowest Water Level is 2.8 m.

Approximate difference between Historical Highest Water Level and Mean Water Level is 4.3m.

観測期間：昭和23年1月～平成3年12月  
 観測場所：鹿児島市城南町地先

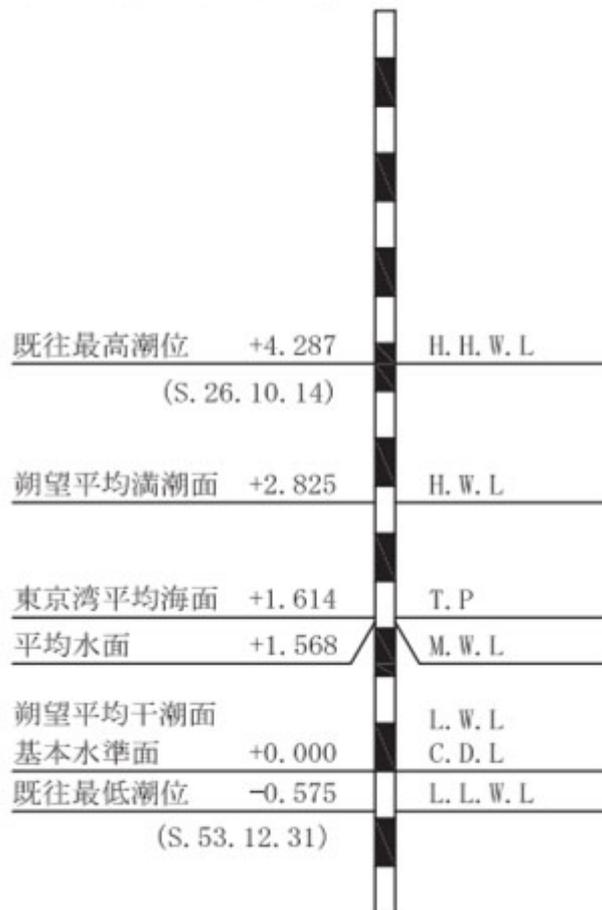


Fig. 2.2-5 Tide level at Kagoshima port during January 1948 through December 1991.

(3) Tidal current

According to the estimated tidal current distribution, tidal current in the inmost of Kagoshima Bay is possibly no more than 0.5 kt.

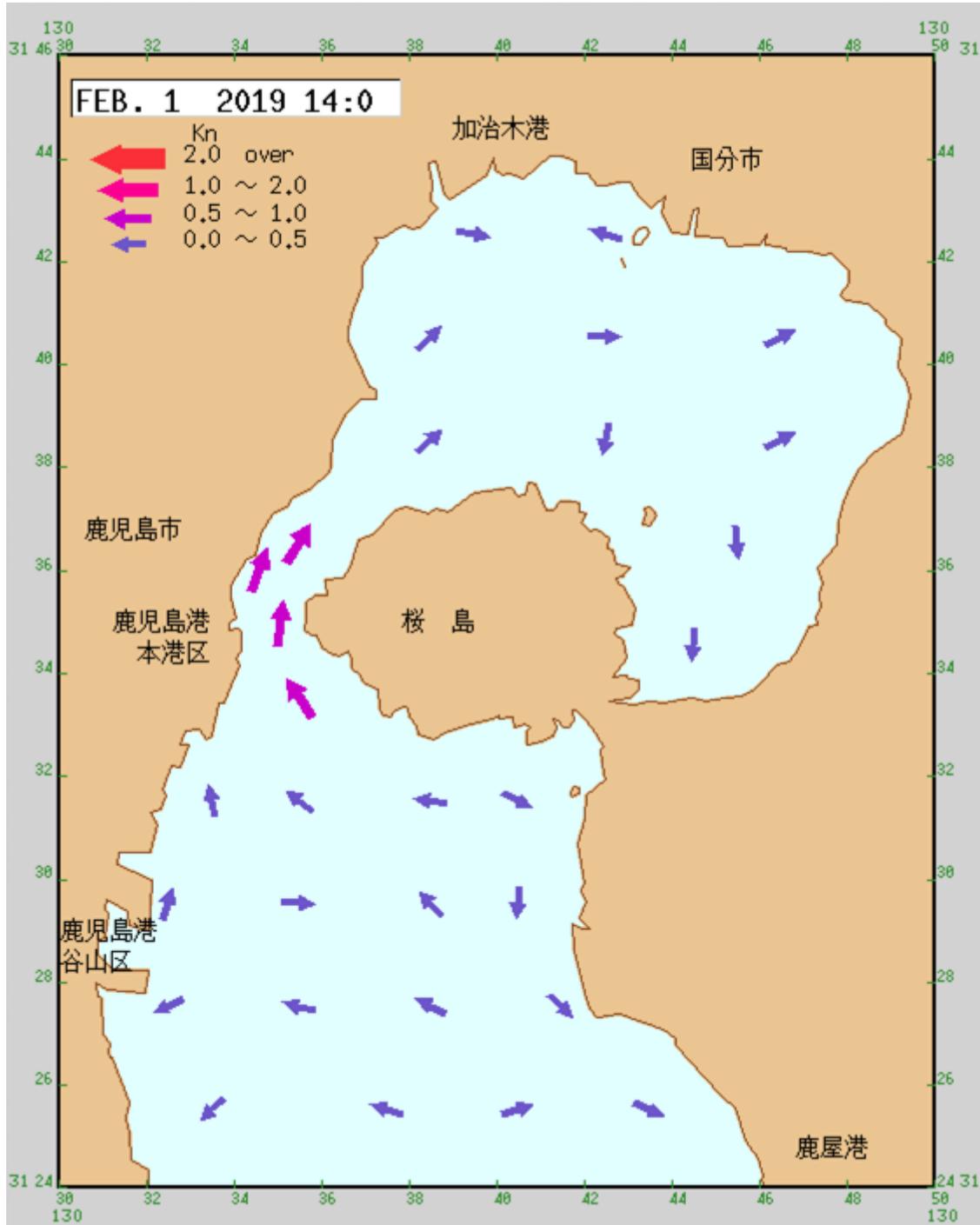


Fig. 2.2-6 A tidal current prediction (After Japan Coast Guard)

(4) Waves

Table 2.2-3 Reduced wave heights and periods at the point 1 for 10-years probable wind velocity.

10-years probable wind velocity at the point 1				
Direction	Wind velocity (m/s)	Maximum fetch (km)	Reduced wave height (m)	Reduced wave period (s)
N	15.2	8.3	1.0	3.2
NNE	17.5	8.8	1.2	3.5
NE	19.0	9.6	1.4	3.7
ENE	19.1	13.9	1.5	4.0
E	17.9	14.8	1.5	4.0
ESE	19.6	13.8	1.6	4.1
SE	16.0	14.2	1.3	3.8
SSE	21.6	4.8	1.1	3.2
S	14.4	3.7	0.6	2.5
SSW	13.3	5.1	0.7	2.6
SW	11.8	12.3	0.8	3.2
WSW	13.1	10.5	0.9	3.2
W	12.5	5.9	0.7	2.7
WNW	15.0	6.0	0.8	2.9
NW	14.3	6.8	0.8	3.0
NNW	18.1	7.2	1.1	3.3

Table 2.2-4 Reduced wave heights and periods at the point 2 for 10-years probable wind velocity.

10-years probable wind velocity at the point 2				
Direction	Wind velocity (m/s)	Maximum fetch (km)	Reduced wave height (m)	Reduced wave period (s)
N	15.2	11.9	1.1	3.5
NNE	17.5	10.5	1.3	3.6
NE	19.0	10.9	1.4	3.8
ENE	19.1	10.3	1.4	3.8
E	17.9	8.0	1.2	3.4
ESE	19.6	7.3	1.3	3.5
SE	16.0	7.6	1.0	3.2
SSE	21.6	0.2	-	-
S	14.4	0.3	-	-
SSW	13.3	2.3	0.5	2.2
SW	11.8	2.2	0.4	2.0
WSW	13.1	2.3	0.5	2.2
W	12.5	11.6	0.9	3.2
WNW	15.0	12.7	1.2	3.6
NW	14.3	13.3	1.1	3.6
NNW	18.1	12.8	1.4	3.9

Table 2.2-5 Reduced wave heights and periods at the point 1 for 30-years probable wind velocity.

30-years probable wind velocity at the point 1				
Direction	Wind velocity (m/s)	Maximum fetch (km)	Reduced wave height (m)	Reduced wave period (s)
N	21.1	8.3	1.4	3.7
NNE	22.8	8.8	1.5	3.8
NE	22.7	9.6	1.6	4.0
ENE	21.0	13.9	1.8	4.3
E	19.1	14.8	1.6	4.2
ESE	21.3	13.8	1.8	4.3
SE	17.9	14.2	1.5	4.0
SSE	27.2	4.8	1.4	3.5
S	16.3	3.7	0.7	2.7
SSW	17.5	5.1	0.9	3.0
SW	13.1	12.3	1.0	3.4
WSW	14.2	10.5	1.0	3.4
W	13.6	5.9	0.7	2.8
WNW	16.3	6.0	0.9	3.0
NW	16.9	6.8	1.0	3.2
NNW	25.2	7.2	1.5	3.8

Table 2.2-6 Reduced wave heights and periods at the point 2 for 30-years probable wind velocity.

30-years probable wind velocity at the point 2				
Direction	Wind velocity (m/s)	Maximum fetch (km)	Reduced wave height (m)	Reduced wave period (s)
N	21.1	11.9	1.6	4.0
NNE	22.8	10.5	1.7	4.1
NE	22.7	10.9	1.7	4.1
ENE	21.0	10.3	1.5	4.0
E	19.1	8.0	1.2	3.5
ESE	21.3	7.3	1.4	3.2
SE	17.9	7.6	1.1	3.1
SSE	27.2	0.2	-	-
S	16.3	0.3	-	-
SSW	17.5	2.3	0.6	2.3
SW	13.1	2.2	0.6	2.1
WSW	14.2	2.3	0.5	2.2
W	13.6	11.6	1.0	3.4
WNW	16.3	12.7	1.3	3.7
NW	16.9	13.3	1.4	3.8
NNW	25.2	12.8	2.0	4.5

Table 2.2-7 Reduced wave heights and periods at the point 1 for 50-years probable wind velocity.

50-years probable wind velocity at the point 1				
Direction	Wind velocity (m/s)	Maximum fetch (km)	Reduced wave height (m)	Reduced wave period (s)
N	24.5	8.3	1.7	4.0
NNE	25.9	8.8	1.8	4.0
NE	24.2	9.6	1.8	4.0
ENE	21.8	13.9	1.9	4.4
E	20.0	14.8	1.7	4.7
ESE	22.1	13.8	1.9	4.4
SE	18.8	14.2	1.6	4.0
SSE	30.0	4.8	1.5	3.6
S	17.1	3.7	0.8	2.7
SSW	20.2	5.1	1.0	3.1
SW	13.6	12.3	1.0	3.4
WSW	14.7	10.5	1.0	3.4
W	14.0	5.9	0.8	2.8
WNW	16.8	6.0	0.9	3.0
NW	18.7	6.8	1.1	3.2
NNW	29.5	7.2	1.9	4.0

Table 2.2-8 Reduced wave height and period at the point 2 for 50-years probable wind velocity.

50-years probable wind velocity at the point 2				
Direction	Wind velocity (m/s)	Maximum fetch (km)	Reduced wave height (m)	Reduced wave period (s)
N	24.5	11.9	1.9	4.4
NNE	25.9	10.5	1.9	4.3
NE	24.2	10.9	1.8	4.2
ENE	21.8	10.3	1.6	4.0
E	20.0	8.0	1.3	3.6
ESE	22.1	7.3	1.4	3.7
SE	18.8	7.6	1.2	3.5
SSE	30.0	0.2	-	-
S	17.1	0.3	-	-
SSW	20.2	2.3	0.7	2.5
SW	13.6	2.2	0.7	2.2
WSW	14.7	2.3	0.5	2.2
W	14.0	11.6	1.0	3.4
WNW	16.8	12.7	1.3	3.8
NW	18.7	13.3	1.5	4.0
NNW	29.5	12.8	2.5	4.9

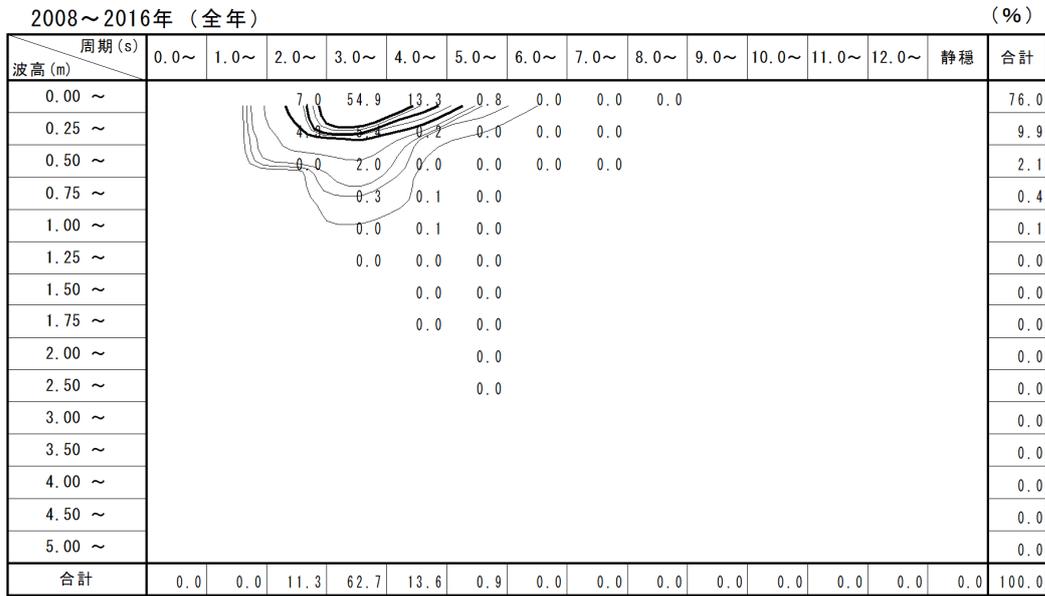


Fig. 2.2-7 A wave height spectrum at Kagoshima port from 2008 to 2016.

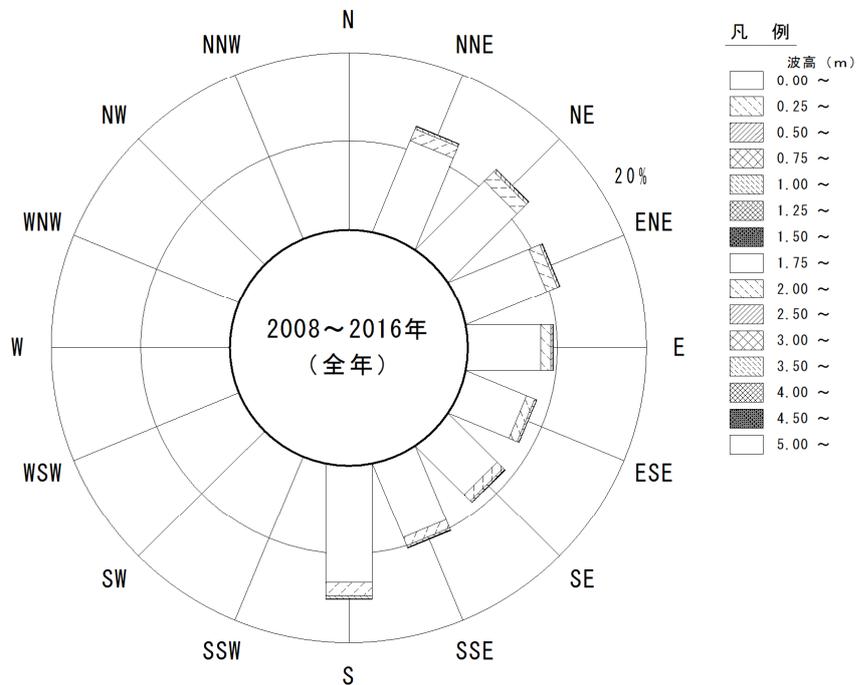


Fig. 2.2-8 A wave height rose at Kagoshima port from 2008 to 2016.

Table 2.2-9 Probable wave heights  $H_0$  and periods  $T_0$ .

Types		NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S
10-years probable wave	$H_0$ (m)	1.49	1.35	1.46	1.52	1.52	2.25	2.39	2.08
	$T_0$ (sec)	4.5	4.5	4.5	4.5	4.6	5.5	5.8	5.3
30-years probable wave	$H_0$ (m)	1.75	1.57	1.61	1.72	1.72	2.82	3	2.19
	$T_0$ (sec)	4.7	4.8	4.7	4.7	4.9	6.1	6.6	5.5
50-years probable waves	$H_0$ (m)	1.86	1.68	1.67	1.81	1.8	3.06	3.26	2.32
	$T_0$ (sec)	4.8	4.9	4.8	4.8	5	6.4	6.9	5.6

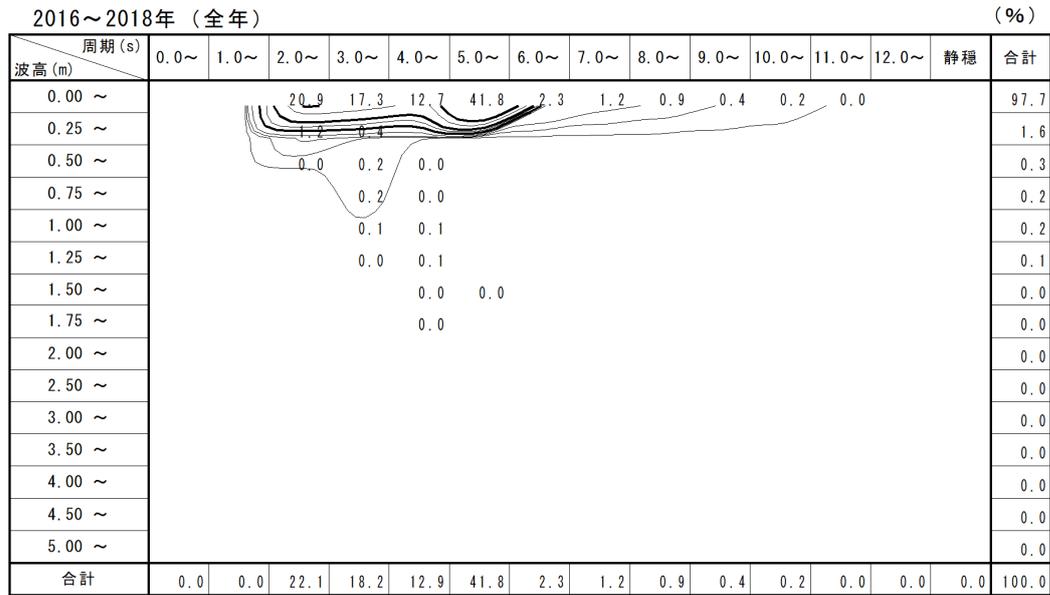


Fig. 2.2-9 A reduced wave height spectrum at Kagoshima port from 2016 to 2018.

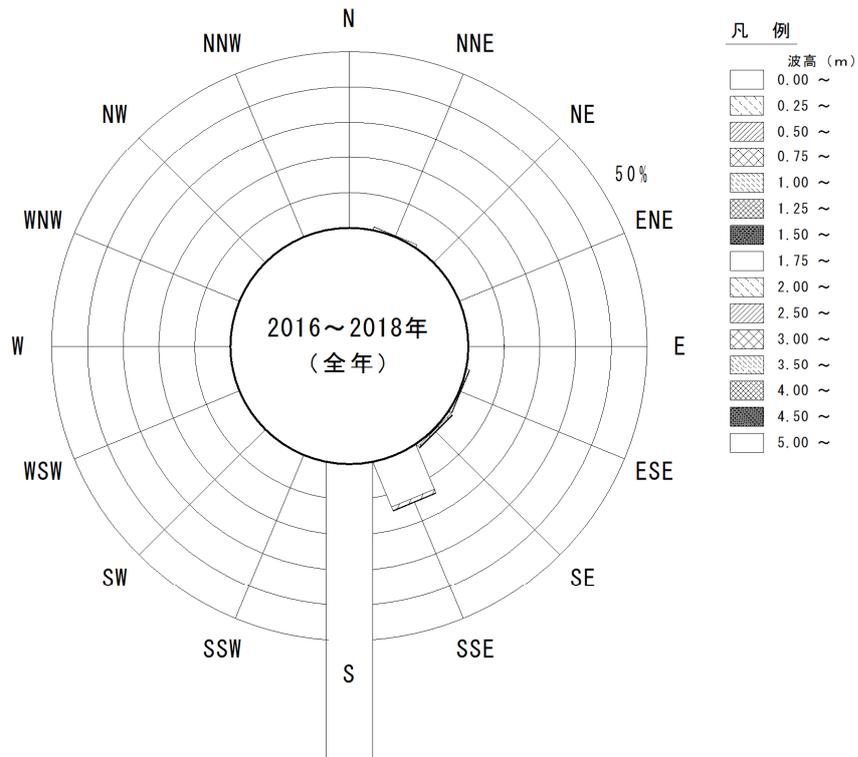


Fig. 2.2-10 A reduced wave height rose at Kagoshima port from 2016 to 2018.

(5) Summary

5-1. Natural environment

5-1-1. The depth of water

Approximately 140m at the point 1,  
20~100m at the point 2.

5-1-2. Seabed geology

Silty sand at the point 1,  
Sandy pumices or silty sand at the point 2.

5-1-3. Wind direction and velocity

ESE wind in 50-years probable wind velocity can contribute to develop wave height at the point 1 with considering the maximum fetch direction.  
NNW wind in 50-years probable wind velocity can contribute to develop wave height at the point 2.

5-1-4. Tide level

Recorded maximum high water was 428 cm.

5-1-5. Tidal current

The current is estimated to be less than 0.5 kt.

5-1-6. Waves

Wave heights in 50-years probable wave height are 1.9 m at the point 1 and 2.5 m at the point 2. Wave periods are 4.7 s at the point 1 and 4.9 s at the point 2.

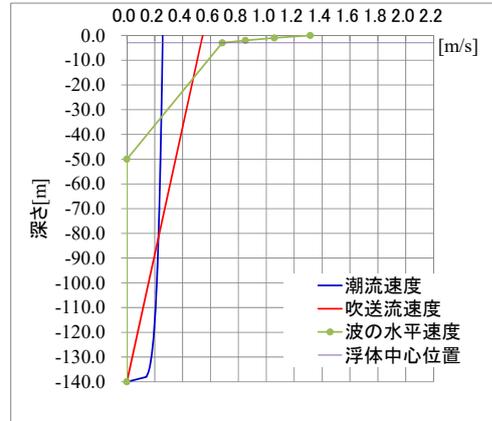
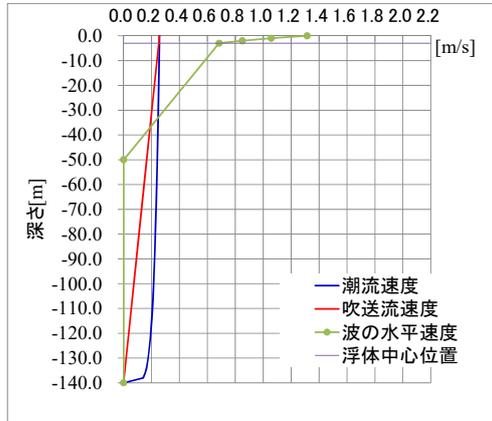
Table 2.2-10 The environmental parameters.

Location		Point 1	Point 2
Natural conditions	Water depth [m]	140 m	50 m
	Seabed geology	silty sand (expected)	sandy pumice or silty sand
	Wind direction and velocity	10-years probable velocity: 21.6 m/s (SSE)	
		30-years probable velocity: 27.2 m/s (SSE)	
		50-years probable velocity: 30.0 m/s (SSE)	
	Water level	Recorded maximum level: 428 cm at Kagoshima port	
	Tidal current	Less than 0.5 kt	
	Maximum fetch	14.8 km (E)	13.3 km (NW)
	Reduced maximum wave height	10-years probable height: 1.6 m	10-years probable height: 1.4 m
		30-years probable height: 1.8 m	30-years probable height: 2.0 m
		50-years probable height: 1.9 m	50-years probable height: 2.5 m
	Reduced maximum wave period	10-years probable period: 4.1 s	10-years probable period: 3.9 s
		30-years probable period: 4.3 s	30-years probable period: 4.5 s
50-years probable period: 4.7 s		50-years probable period: 4.9 s	

Table 2.2-11 Environmental parameters in some conditions.

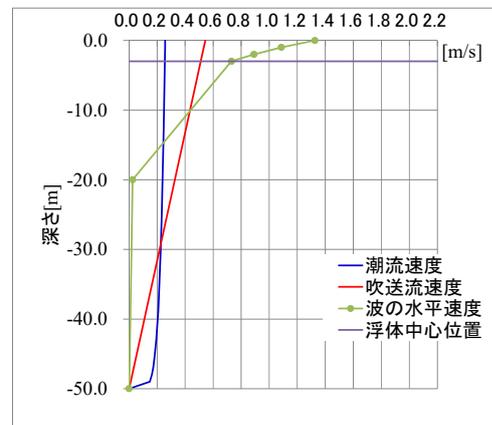
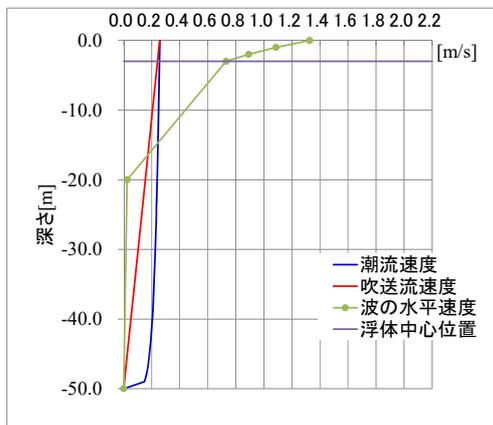
Items	Location	Depth	30-years probable wind velocity	Wind flow velocity	Tidal flow velocity	Significant wave period	Significant wave height
		[m]	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[s]	[m]
Case 1	Point 1	140	27.2	0.257	0.257	4.3	1.8
Case 2	Point 1	140	27.2	0.544	0.257	4.3	1.8
Case 3	Point 2	50	27.2	0.257	0.257	4.5	2.0
Case 4	Point 2	50	27.2	0.544	0.257	4.5	2.0
Case 5	Point 1	140	30.0	0.600	0.257	10.0	3.6
Case 6	point 2	50	30.0	0.600	0.257	10.0	4.0
Notes			Cases 5 and 6: Under typhoon	Cases 1 and 3: Identical with tidal flow, Cases 2 and 4: two percent of wind velocity.	At maximum.	Cases 5 and 6: Under typhoon	Cases 5 and 6: Under typhoon

Velocity profiles



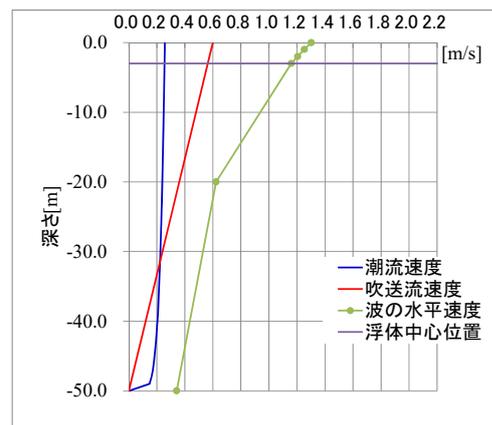
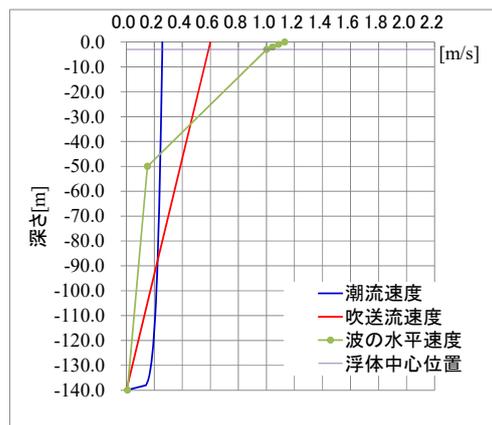
Case1 (depth:140m, wave height:1.8m)

Case2 (depth:140m, wave height:1.8m)



Case3 (depth:50m, wave height:2.0m)

Case4 (depth:50m, wave height:2.0m)



Case5 (depth:140m, wave height:3.6m)

Case6 (depth:50m, wave height:4.0m)

Fig. 2.2-11 Velocity profiles. Blue curves are tidal flow velocity, red curves are wind flow velocity, and green curves with dots are horizontal velocity of waves.

出典

Fig. 2.2-2: 海上保安庁・九州沿岸水路誌 書誌第 105 号 出典：海上保安庁

Fig. 2.2-3 - Fig. 4 2-4: 気象庁

Table 2.2-1: 気象庁

Fig. 2.2-5: 鹿児島港港湾計画図

鹿児島港 港湾計画図 出典：鹿児島県

[http://www.pref.kagoshima.jp/ak16/infra/port/minato/kagoshima/gaiyo/documents/10652\\_20180808075540-1.pdf](http://www.pref.kagoshima.jp/ak16/infra/port/minato/kagoshima/gaiyo/documents/10652_20180808075540-1.pdf)

Fig. 2.2-6: ・九州沿岸水路誌 書誌第 105 号 出典：海上保安庁

Fig. 2.2-7 - 2.2-10: (全国港湾海洋波浪情報網：NOWPHAS：Nationwide Ocean Wave information network for Ports and HARbourS ),

<https://www.mlit.go.jp/kowan/nowphas/>

上記以外の図：平成 30 年度原子力規制庁請負成果報告書、海底地殻変動観測に係る施設設計・施工検討業務、平成 31 年 3 月。

- c. 地盤変動観測データと海底地形に基づく海底地盤変動観測に最も適切な場所の選定  
 既往の研究（たとえば江頭他，1997）から北部鹿児島湾沿岸では桜島北岸で大きな上下変動量が観測されてきた(図 2.2-12)。

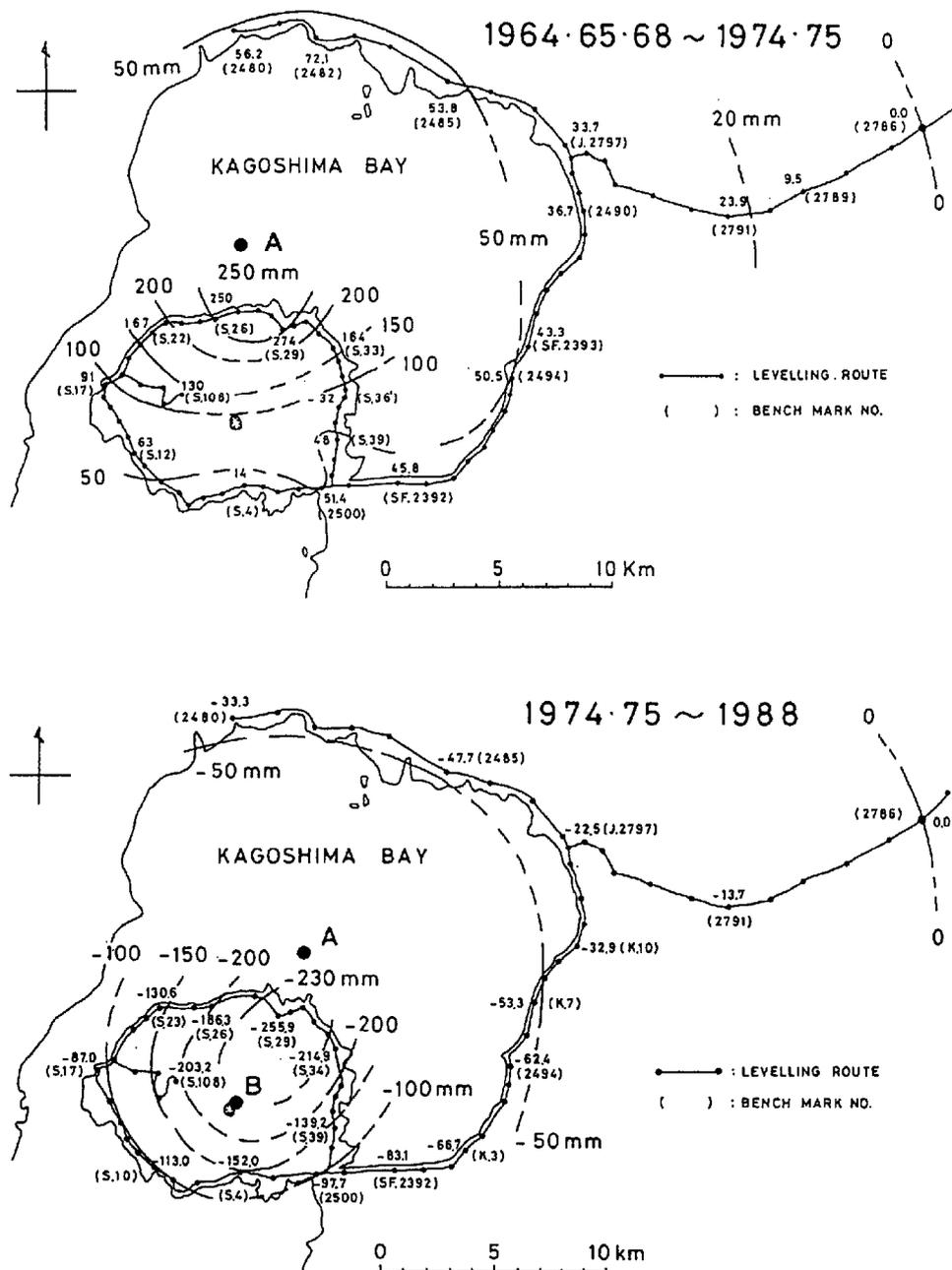


図 2.2-12 北部鹿児島湾沿岸における垂直変動（江頭他 1997）

江頭他(1997)は桜島の活動期の1974~1988年の14年間に桜島の北岸で230 mmに達する大きな沈降量をとることを見だし、その変動量の分布は桜島の北にある力源Aと桜島

の南岳直下の力源 B とが膨張するモデルで説明出来るとした。したがって桜島の北方沖の始良カルデラ中央部では垂直変動量が大きいことが期待でき、海底地盤変動観測装置の設置に好適な場所であると考えられる。江頭他(1997)の見いだした垂直地盤変動の速度は $-16.4 \text{ mm/year}$ であった。江頭他(1997)の記述した桜島の活動期は南岳火口を中心としたブルカノ式活動であったが、2006年以降の南岳東山腹の昭和火口に活動の中心が移動していた時期も北部鹿児島湾沿岸の地盤変動の特徴は変わっていない(Yamamoto et al., 2013)。Yamamoto et al. (2013)によれば桜島北岸で1997~2007年の11年間に100 mmに及ぶ隆起量が観測され、 $9 \text{ mm/year}$ の垂直地盤変動速度が示された。したがって桜島の北方沖で垂直地盤変動を観測する場合には概ね $10 \text{ mm/year}$ 程度の速度の変動が期待される。

大きな垂直変動量が期待できる力源 A の地表(海底)付近は、水深の変化幅が大きい場所でもある。力源 A の直上は水深が約100 mであるのに対して、その数キロ東方には水深10 m未満の浅瀬が存在する。この浅瀬は18世紀の噴火活動(安永噴火)に伴って形成された安永諸島に関連するものである。

最終的には地盤変動圧力源 A の直上に海底地盤変動観測装置を設置することが望ましいが、最終的な観測装置の製作設置に取りかかる前に小規模な試作機を製作して試験運用を行い、各種観測データを得る必要がある。そのための試作機を設置する場所の候補として、圧力源 A の東方に位置する安永諸島周辺の水深50 mの場所を選定した(図2)。

選定された地点は $31^{\circ} 37' 32.05'' \text{ N } 130^{\circ} 42' 54.46'' \text{ E}$  水深50 mである。2020年2月時点では実際の底質や潮流などについて未調査である。

以下の基本設計に関する項目では、図2.2-13に示された場所に海底地盤変動装置が設置されることを想定して設計および設計に関する照査を行った。

(a)



(b)

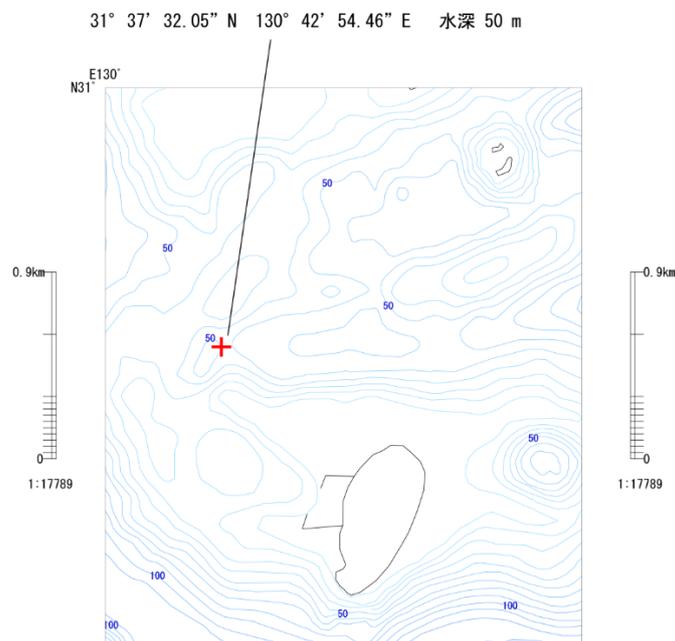


図 2.2-13 海底地盤変動観測装置試作機設置候補地点。(a)全体図（地理院地図に加筆）、(b)拡大図（財団法人日本水路協会刊行「海底地形デジタルデータ」薩南図幅より調製）。黒線は海岸線を示し、青線は等水深線（単位 m）を示す。

d. 海底地盤変動観測装置の設置に関する調査と設計および海域観測に関連する関係機関への交渉の進捗状況と成果

本項では海底地盤変動観測装置の設置に関する調査および基本設計、海域観測に関する関係機関への交渉の進捗状況と成果について順に述べる。

d-1. 海底地盤変動観測装置の設置に関する調査および基本設計

海底地盤変動観測装置の構成は次の3つの形式を検討の対象として選び、検討を行った。

- ① ピラー形式
- ② ワイヤー係留形式
- ③ RESINEX 形式

上記3種の構成はいずれも海底にアンカー（シンカー）を沈め、アンカーに連結された浮体上に計測機器を設置して地盤変動の定点観測を行うものである。

## d-1.1. 検討概要

### 1) 序論

①海底地盤変動観測装置の基本設計と検討、②海底地盤変動観測装置の製作計画の検討、の2つの業務に関する成果を本報にて整理する。また、設置計画時に抽出された課題とそれに対する検討結果も併せて報告する。

### 2) 海底地盤変動観測装置の基本設計と検討

#### (1) はじめに

図 2.2-14 に海底地盤変動観測装置の概略図を示す。観測装置は、1) 浮体・ピラー・GPS アンテナ等を含む上部構造、2) アンカー等の基台から構成される。図 2.2-14 の構造形式は、ピラーが基台に直接連結されたもの(以下、ピラータイプ)、ピラーがワイヤー等を介して基台に連結されたもの(以下、ケーブルタイプ)、の2つに分類される。これら2つの構造に対して、昨年度に設定された設計条件をベースに、基本設計を実施した。また基本設計に際し、設計の信頼性を向上させることを目的に、水理模型実験と数値解析も実施したため、これらの結果を踏まえつつ、基本設計に関する成果を記述する。

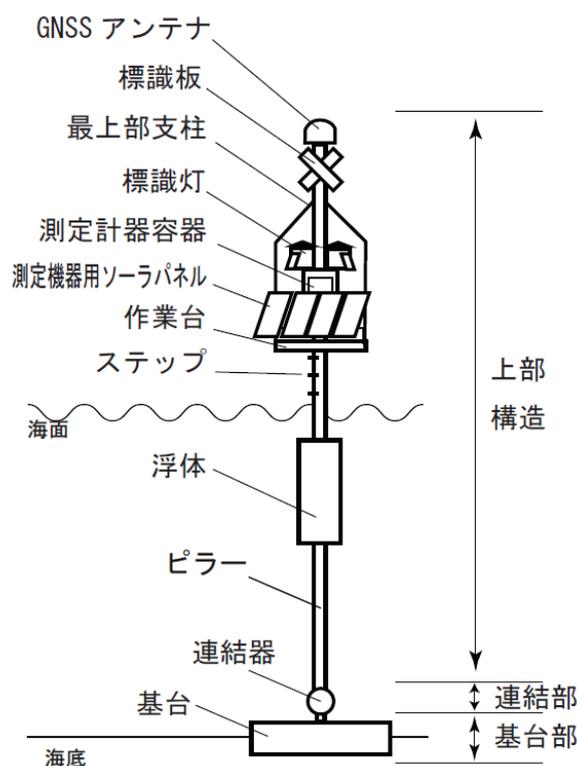


図 2.2-14 海底地盤変動観測装置の概略図。

## (2) 基本設計

設計条件に基づき、ケーブルタイプとピラータイプを対象に基本設計を実施した。基本設計の詳細は、次節以降に示す通りであるが、本節では概要のみを述べる。設計で用いた図書と設計手順は、それぞれ A) ~ C) と 1) ~ 4) に示す通りである。

### ● 設計で用いた図書

- A) MF21 浮魚礁設計・施工技術基準 (社)マリノフォーラム 21(平成4年3月)
- B) 漁港・漁場の施設の設計参考図書 2015年版 (社)全国漁港漁場協会
- C) 道路橋示報書・同解説 I 共通編・II 鋼橋編 (社)日本道路協会(平成14年3月)

### ● 設計手順

- 1) 設計条件から観測装置に作用する潮流力、波力、風力を算定する。
- 2) 1) で算定した外力を用いて、係留設備・観測装置の構造強度に対する照査を行う。
- 3) 無係留状態(設置・回収時を想定)と係留状態(観測時を想定)に対して、静的安定性、すなわち復元性について問題ないことを確認する。
- 4) 観測装置本体に対しては、水圧に対する構造強度の照査を行う。具体的には、水圧に対して十分な強度を有するよう補強材を選定する。
- 5) 1) ~ 4) の結果を観測装置の図面と鋼材数量表に反映させる。

基本設計結果は、次節以降に示す通りである。ここで、仕様書によると、風向風速計等の搭載重量を 100、200、300 kg と変化させ、それぞれの搭載重量に対して基本設計を行うよう記載されている。しかしながら、搭載重量 100 kg と搭載重量 300 kg の基本設計結果を比較すると、浮体の径やピラー部の板厚に変化はなかった(次節以降の検討結果を参照)。このため、次節の数値解析結果と基本設計結果の比較、観測装置の一般図・概算数量表の作成、概算製作費の算定においては、今後搭載する蓄電池重量に対する余裕分を鑑みて、搭載重量 300 kg の基本設計結果を用いるものとする。

## (3) 水理模型実験と数値解析

観測装置に潮流、風、波による外力が作用した際、図 2.2-14 の連結部(以下、係留部)には大きな張力が発生する。この係留力の算定を誤ると、係留部が破断し、観測装置が転覆することが懸念されるため、係留力の算定は重要である。基本設計で得られた係留力の妥当性を検証する手段の一つとして、数値解析が挙げられる。数値解析では、以下の運動方程式が解かれる。

$$(M + A)\ddot{\eta}(t) + B\dot{\eta}(t) + C\eta(t) + N|\dot{\eta}(t)|\dot{\eta}(t) = D(\eta(t)) + F(t) \quad (1)$$

$M$ は浮体の質量、 $A$ は付加質量係数、 $B$ は造波減衰係数、 $C$ は静的流体圧力により生じる復原力、 $N$ は粘性減衰係数、 $D$ は係留力、 $F$ は外力を示す。外力については、波力、風力、潮流力を含む。 $\eta$ は単位振幅の規則波中における浮体の重心運動変位振幅である。式(1)を解くことで、ピラータイプとケーブルタイプの外力作用時における変位や係留力の時刻歴を得ることができる(以下、方法-1)が、事前に式(1)の $N$ を水理模型実験により求める必要がある。一方で、対象とする構造物が図に示す柱状構造物の場合、以下のモリソン式により、式(1)の粘性項を評価することができる(以下、方法-2)。

$$F_{\text{morison}} = \frac{1}{2} \rho_{\text{water}} C_d D \Delta h |u|u \quad (2)$$

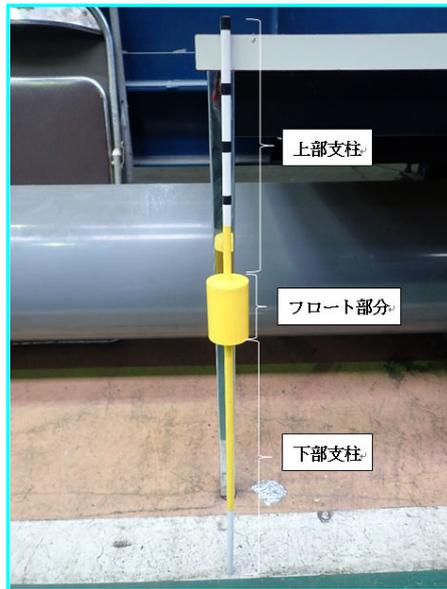
$\rho_{\text{water}}$ は海水の単位体積重量、 $C_d (=1.0)$ は抗力係数、 $D, \Delta h$ はそれぞれ梁要素の径と高さ、 $u$ は波による水粒子運動の相対速度である。ただし方法-2は、扱いが容易であるが、 $C_d$ に与える値によって浮体に作用する粘性力が変わるので、注意が必要である。そこで、まずはケーブルタイプを対象とし、方法-1と方法-2で得られた係留力を比較し、両者の方法から得られた係留力に差異がないことを確認する。解析方法の違いによる影響が小さいことが確認された場合、ピラータイプを対象に、方法1よりも簡便な方法-2を用いて係留力を算出し、ケーブルタイプとピラータイプの基本設計から得られた係留力との比較を通じて、基本設計に問題がないことを確認する。

## 1) 水理模型実験

方法-1により、観測装置の外力作用時における変位や係留力の時系列を得るためには、粘性減衰係数 $N$ を水理模型実験により予め求める必要がある。本項では、 $N$ を求めるための水理模型実験の内容と得られた結果について述べる。

### a) 供試模型

図2.2-15に供試模型の外観と模型諸元を示す。供試模型は、幾何学的・力学的相似則(フルードの相似則)を満足するよう、実機スケールに対して縮尺している。縮尺比は1/50である。



項目	単位	数値
重量	kg	0.086
全長	m	0.705
上部支柱の長さ	m	0.240
上部支柱の幅	m	0.008
フロート部の長さ	m	0.065
フロート部の幅	m	0.045
下部支柱の長さ	m	0.400
下部支柱の幅	m	0.010
重心位置(模型下端より)	m	0.315
環動半径 $K_{xx}$ , $K_{yy}$	m	0.184
環動半径 $K_{zz}$	m	0.016

(a) 供試模型の外観

(b) 供試模型諸元

図 2.2-15 供試模型と供試模型諸元。

## b) 実験方法と実験結果

図 2.2-16 に水理模型実験時の様子を示す。実験は、2次元造波水槽にて実施された。供試模型を上部から押し下げて離すことで上下方向に自由振動させる。模型に設置されたターゲットの動画処理解析により、上下方向の供試模型の運動の時系列を得る。なお実験は、模型をコイルバネで係留した状態(以下、係留状態)と、係留されていない状態(以下、無係留状態)の2ケースを実施した。

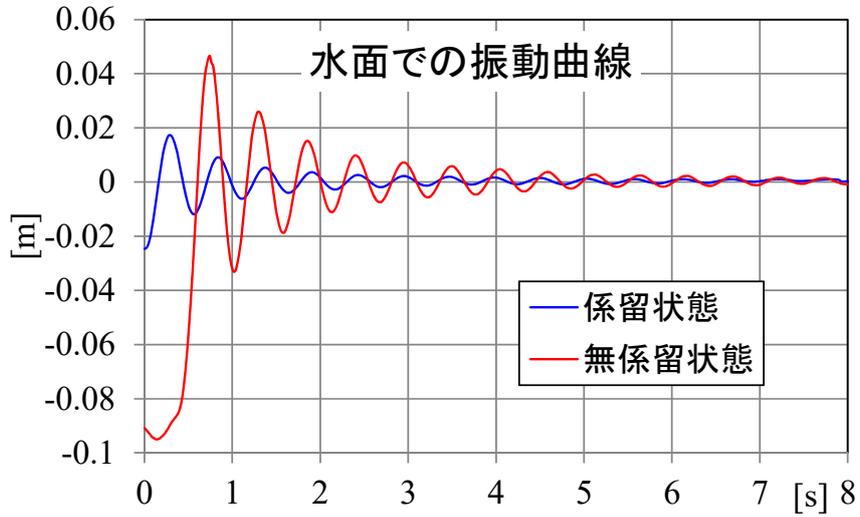


図 2.2-16 水理模型実験の様子。

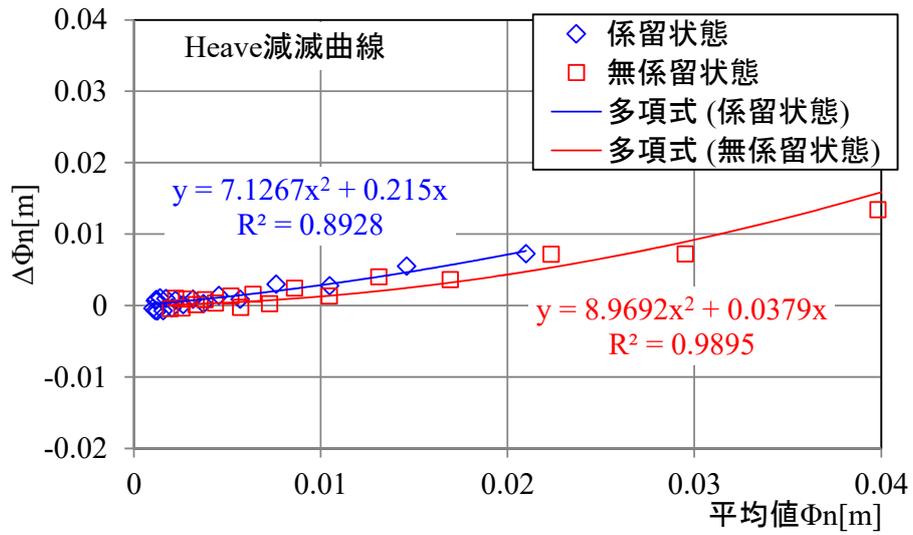
図 2.2-17 に実験結果を示す。図 2.2-17a は、係留状態と無係留状態における観測装置の上下方向における振動(以下、Heave)の時系列を示しており、縦軸と横軸は、それぞれ時間と鉛直方向の変位を表す。ここで、鉛直方向の変位においては、静止時の観測装置のターゲットの位置をゼロとしている。振動の時刻歴における相隣る振幅を  $\phi_n, \phi_{n+1}$  として示すと、それらの差  $\Delta\Phi_n$  と平均値  $\Phi_n$  は、式(3)で表される。図 2.2-17b は、係留状態と無係留状態に対する  $\Delta\Phi_n$  と  $\Phi_n$  をそれぞれ縦軸と横軸にプロットしたものである。以下に図 2.2-17b を用いた、式(1)の造波減衰係数  $B$  と粘性減衰係数  $N$  を求めるための手順を箇条書きで整理する。

$$\Delta\Phi_n = \phi_n - \phi_{n+1}$$

$$\Phi_n = \frac{1}{2}(\phi_n + \phi_{n+1}) \quad (3)$$



(a) 水面での振動曲線



(b) Heave 減減曲線

図 2.2-17 実験結果

造波減衰係数  $B$  と粘性減衰係数  $N$  を求めるための手順

- 1) 図 2.2-17b のプロットに対して最小二乗法による多項式近似を用いて Heave 減減曲線を求め、式(4)の  $\Phi_n$  と  $\Phi_n^2$  に対する係数  $a$ 、 $b$  を算出する。

$$\Delta\Phi_n = a\Phi_n + b\Phi_n^2 \quad (4)$$

- 2) 1) で求めた係数を式(5)に代入し、式(1)の造波減衰係数  $B$  と粘性減衰係数  $N$  を算出する。

$$B = \frac{4a}{T}(M + m_{33})$$

$$N = \frac{3b}{4}(M + m_{33}) \quad (5)$$

$\Phi_n$  と  $\Phi_n^2$  に対する係数  $a$ 、 $b$ 、算出した造波減衰係数  $B$ 、粘性減衰係数  $N$  を、それぞれ表 2.2-12 と表 2.2-13 に示す。式(5)と表における  $T$  は観測装置の振動周期を、 $m_{33}$  は Heave の付加質量係数を表す。

本模型実験においては、係留状態と無係留状態に対する粘性減衰係数  $N$  が算出されているが、ケーブルタイプで用いるワイヤーをバネとして考慮した際、力学的相似則を満足するように、実験にて係留で用いるコイルバネを選定する必要がある。しかしながら、本実験ではそのコイルバネの選定が困難であったため、係留状態における  $N$  は参考値とし、無係留状態における  $N$  を次項の数値解析にて用いた。

表 2.2-12 Heave 方向減減係数

ケース	Heave方向減減係数	
	a [-]	b [1/m]
無係留状態	0.0379	8.9692
係留状態	0.2150	7.1267

表 2.2-13 模型・実機ベースにおける造波減衰係数と粘性減衰係数

ケース	模型ベース				実機ベース	
	$T$ [sec]	$m_{33}$ [kg]	$B$ [kg/sec]	$N$ [kg/m]	$B$ [kg/sec]	$N$ [kg/m]
無係留状態	0.55	0.04	0.04	0.88	633	2194
係留状態	0.53	0.04	0.21	0.69	3726	1732

## 2) 数値解析

本項では、ケーブルタイプとピラータイプを対象に実施した数値解析結果について述べる。解析手順は、以下の通りである。

- 1) ケーブルタイプを対象に、① 水理模型実験にて得られた粘性減衰係数  $N$  を用いて式(1)を解く方法(方法-1)、② 式(1)の粘性項を式(2)で表現されるモリソン式を用いて評価し、式(1)を解く方法(方法-2)、の2つの方法で解析を行い、係留力に関する2つの計算結果と基本設計結果に乖離がないか確認する。
- 2) 1)で方法-2による解析に問題がないことを確認した後、ピラータイプを対象に方法-2による解析を行う。そして、1)と同様に、係留力に関する計算結果と基本設計結果に乖離がないか確認する。

なお、解析には汎用浮体解析ソフト“OrcaFlex(Orcina社)”を用いた。

### a) ケーブルタイプを対象とした解析条件と解析結果

表 2.2-14 と図 2.2-18 に、それぞれケーブルタイプを対象とした解析条件と解析ケースを示す。解析条件は、仕様書に基づいて設定した。解析 Case は 6 ケースからなり、図 2.2-18 に示すように、静水時の水面から搭載機器設置スペース(櫓)までの距離と搭載機器重量を解析パラメータとした。ケーブルタイプでは方法-1 と方法-2 に対し、図 2.2-18 に示した計 6 ケースの解析を実施した。

表 2.2-14 解析条件(ケーブルタイプ)。

Environmental conditions			
Parameter	Unit	Value	Note
Water depth	m	50.00	
Significant wave height	m	2.50	ISSC spectrum Tp=5.44s
Significant wave period	s	4.90	
Wind speed	m/s	28.50	API spectrum
Current speed	m/s	1.12	$V_T(0) = 0.26 \text{ m/s}$ $V_B(0) = 0.86 \text{ m/s}$

\*) $V_B$ は吹送流速

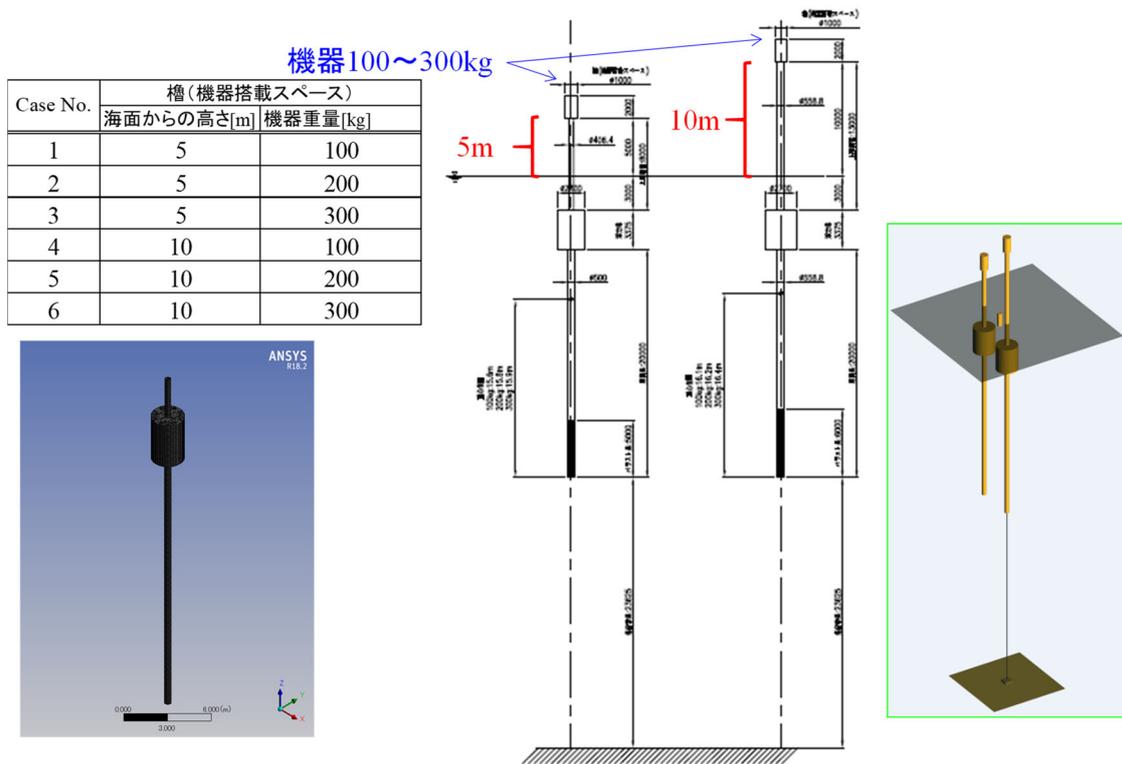


図 2.2-18 ケーブルタイプを対象とした解析ケース

表 2.2-15 と表 2.2-16 に、それぞれ方法 1 と方法 2 で得られた各時系列データに対する統計処理結果を示す。時系列データとして、風速、水面の鉛直変位、流速(吹送流+潮流)、ケーブルタイプの重心に対する 6 自由度の運動の各方向における変位量・傾斜角度と加速度・角加速度、観測装置側と基台側の係留点における係留力、が挙げられる。これらの時系列ごとに、平均値、最大値、最小値、標準偏差を統計処理により求めた。ここで、6 自由度の運動とは、Surge(前後揺れ)、Sway(左右揺れ)、Heave(上下揺れ)、Roll(横揺れ)、Pitch(縦揺れ)、Yaw(船首揺れ)を指す。表 2.2-15 と表 2.2-16 より、Case1~3 では搭載重量を 100~300 kg まで 100 kg 刻みで変化させているが、計算結果に大きな変化は見られなかった。次に、Case1・Case4、Case2・Case5、Case3・Case6 は、それぞれ搭載重量は同じであるが、静水時の水面から槽までの距離を 5 m、10 m として解析を実施している。結果として、その距離が大きくなるほど、風圧力とそのモーメントが大きくなり、Surge・Pitch 方向の変位量・傾斜角度が増加する傾向が確認された。

表 2.2-15 統計処理結果(方法-1、ケーブルタイプ)

Term	Unit	Case No.1				Case No.2				Case No.3				
		Ave.	Max.	Min.	Std.	Ave.	Max.	Min.	Std.	Ave.	Max.	Min.	Std.	
Condition	Wind speed	m/s	28.501	41.638	13.158	4.052	28.501	41.638	13.158	4.052	28.501	41.638	13.158	4.052
	Wave Elevation	m	0.000	2.359	-2.565	0.622	0.000	2.359	-2.565	0.622	0.000	2.359	-2.565	0.622
	Current speed	m/s	1.115	1.115	1.115	0.000	1.115	1.115	1.115	0.000	1.115	1.115	1.115	0.000
Buoy motion (Dis.)	Surge	m	5.915	8.245	3.553	0.648	6.004	8.346	3.609	0.654	6.082	8.434	3.668	0.659
	Sway	m	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Heave	m	-0.389	-0.075	-0.837	0.105	-0.200	0.115	-0.647	0.107	-0.111	0.212	-0.558	0.105
	Roll	deg.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Pitch	deg.	7.876	15.485	1.471	2.169	7.936	15.520	1.621	2.143	7.997	15.612	1.745	2.137
	Yaw	deg.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Buoy motion (Acc.)	Surge	m/s <sup>2</sup>	0.000	1.888	-1.960	0.495	0.000	1.862	-1.955	0.489	0.000	1.836	-1.950	0.484
	Sway	m/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Heave	m/s <sup>2</sup>	0.000	0.570	-0.756	0.140	0.000	0.542	-0.743	0.136	0.000	0.516	-0.747	0.134
	Roll	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Pitch	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.229	-0.196	0.064	0.000	0.222	-0.191	0.062	0.000	0.218	-0.191	0.061
	Yaw	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Mooring tension	Fairlead	kN	78.866	108.472	41.637	8.607	77.908	107.078	41.005	8.597	76.951	105.575	40.320
Anchor		kN	77.803	107.427	40.561	8.611	76.845	106.033	39.930	8.600	75.888	104.530	39.245	8.592
Term	Unit	Case No.4				Case No.5				Case No.6				
Condition	Wind speed	m/s	28.501	41.638	13.158	4.052	28.501	41.638	13.158	4.052	28.501	41.638	13.158	4.052
	Wave Elevation	m	0.000	2.359	-2.565	0.622	0.000	2.359	-2.565	0.622	0.000	2.359	-2.565	0.622
	Current speed	m/s	1.115	1.115	1.115	0.000	1.115	1.115	1.115	0.000	1.115	1.115	1.115	0.000
Buoy motion	Surge	m	6.690	9.915	3.574	0.898	6.758	10.007	3.606	0.905	6.844	10.124	3.650	0.915
	Sway	m	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
	Heave	m	-0.007	0.428	-0.692	0.156	0.083	0.520	-0.613	0.159	0.272	0.715	-0.438	0.162
	Roll	deg.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Pitch	deg.	9.564	18.648	2.408	2.387	9.619	18.585	2.401	2.369	9.671	18.487	2.456	2.325
	Yaw	deg.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Buoy motion (Acc.)	Surge	m/s <sup>2</sup>	0.000	1.846	-1.970	0.483	0.000	1.816	-1.954	0.479	0.000	1.833	-1.944	0.476
	Sway	m/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Heave	m/s <sup>2</sup>	0.000	0.650	-0.766	0.133	0.000	0.650	-0.750	0.130	0.000	0.637	-0.721	0.126
	Roll	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Pitch	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.210	-0.200	0.059	0.000	0.203	-0.198	0.058	0.000	0.195	-0.193	0.055
	Yaw	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Mooring tension	Fairlead	kN	104.687	147.334	53.561	12.376	103.739	147.079	52.801	12.357	102.791	146.497	51.863
Anchor		kN	103.625	146.291	52.487	12.379	102.678	146.035	51.728	12.360	101.730	145.452	50.790	12.337

表 2.2-16 統計処理結果(方法-2、ケーブルタイプ)

Term	Unit	Case No.1				Case No.2				Case No.3				
		Ave.	Max.	Min.	Std.	Ave.	Max.	Min.	Std.	Ave.	Max.	Min.	Std.	
Condition	Wind speed	m/s	28.501	41.638	13.158	4.052	28.501	41.638	13.158	4.052	28.501	41.638	13.158	4.052
	Wave Elevation	m	0.000	2.359	-2.565	0.622	0.000	2.359	-2.565	0.622	0.000	2.359	-2.565	0.622
	Current speed	m/s	1.115	1.115	1.115	0.000	1.115	1.115	1.115	0.000	1.115	1.115	1.115	0.000
Buoy motion (Dis.)	Surge	m	6.666	8.647	5.080	0.506	6.753	8.719	5.161	0.505	6.831	8.780	5.235	0.504
	Sway	m	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Heave	m	-0.492	-0.245	-0.888	0.091	-0.304	-0.055	-0.693	0.091	-0.216	0.035	-0.602	0.092
	Roll	deg.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Pitch	deg.	9.157	15.100	5.133	1.362	9.214	15.040	5.259	1.339	9.277	15.024	5.367	1.328
	Yaw	deg.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Buoy motion (Acc.)	Surge	m/s <sup>2</sup>	0.000	1.664	-1.462	0.382	0.000	1.667	-1.460	0.382	0.000	1.663	-1.451	0.380
	Sway	m/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Heave	m/s <sup>2</sup>	0.000	0.334	-0.414	0.074	0.000	0.320	-0.404	0.074	0.000	0.320	-0.402	0.072
	Roll	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Pitch	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.139	-0.149	0.038	0.000	0.136	-0.144	0.037	0.000	0.133	-0.141	0.036
	Yaw	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mooring tension	Fairlead	kN	77.861	108.642	44.559	8.317	76.896	107.797	43.704	8.318	75.932	106.810	42.804	8.318
	Anchor	kN	76.799	107.592	43.488	8.319	75.834	106.748	42.634	8.320	74.870	105.761	41.734	8.320
Term	Unit	Case No.4				Case No.5				Case No.6				
		Ave.	Max.	Min.	Std.	Ave.	Max.	Min.	Std.	Ave.	Max.	Min.	Std.	
Condition	Wind speed	m/s	28.501	41.638	13.158	4.052	28.501	41.638	13.158	4.052	28.501	41.638	13.158	4.052
	Wave Elevation	m	0.000	2.359	-2.565	0.622	0.000	2.359	-2.565	0.622	0.000	2.359	-2.565	0.622
	Current speed	m/s	1.115	1.115	1.115	0.000	1.115	1.115	1.115	0.000	1.115	1.115	1.115	0.000
Buoy motion	Surge	m	7.364	9.904	5.300	0.642	7.430	9.952	5.362	0.642	7.511	10.022	5.434	0.644
	Sway	m	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Heave	m	-0.107	0.236	-0.665	0.124	-0.017	0.328	-0.576	0.125	0.171	0.519	-0.389	0.126
	Roll	deg.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Pitch	deg.	10.695	17.249	6.046	1.570	10.748	17.155	6.139	1.557	10.794	17.013	6.262	1.531
	Yaw	deg.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Buoy motion (Acc.)	Surge	m/s <sup>2</sup>	0.000	1.694	-1.462	0.388	0.000	1.692	-1.447	0.387	0.000	1.695	-1.443	0.388
	Sway	m/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Heave	m/s <sup>2</sup>	0.000	0.465	-0.406	0.082	0.000	0.458	-0.400	0.081	0.000	0.445	-0.393	0.081
	Roll	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Pitch	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.138	-0.150	0.037	0.000	0.133	-0.145	0.036	0.000	0.128	-0.139	0.034
	Yaw	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mooring tension	Fairlead	kN	103.340	148.248	57.233	11.813	102.385	147.572	56.398	11.811	101.429	146.979	55.555	11.808
	Anchor	kN	102.279	147.198	56.163	11.816	101.324	146.522	55.329	11.813	100.368	145.929	54.486	11.810

表 2.2-15 と表 2.2-16 の観測装置側と基台側の係留力の最大値を比較すると、全てのケースにおいて前者の係留力の方が後者よりも上回っているため、これを基本設計結果（次節以降参照）と比較した。方法-1、方法-2 で得られた係留力の最大値と基本設計結果で得られた係留力の比較表を表 2.2-17 に示す。表 2.2-17 に示されるように方法-1 と方法-2 との間に差異は確認されないため、方法の違いにより係留力の解析結果に与える影響は小さいと思われる。このため、後のピラータイプを対象とした解析では方法-2 を用いる。また、基本設計結果と両方法の解析結果を比較すると、基本設計結果の方が解析結果よりも大きくなっている。このことから、安全側でケーブルタイプの基本設計が行われていることを確認したので、基本設計結果に問題はないと考えられる。

表 2.2-17 係留力の比較表(ケーブルタイプ)

Case No.	係留力(kN)		基本設計結果
	方法-1	方法-2	
1	108.472	108.642	
2	107.078	107.797	
3	105.575	106.81	
4	147.334	148.248	
5	147.079	147.572	
6	146.497	146.979	191

参考として図 2.2-19 と図 2.2-20 に、それぞれ方法-2 で得られた風速、水面の鉛直変位、流速(吹送流+潮流)、Surge・Heave・Pitch 方向における変位量・傾斜角度、観測装置側と基台側における係留力、の時系列を示す。

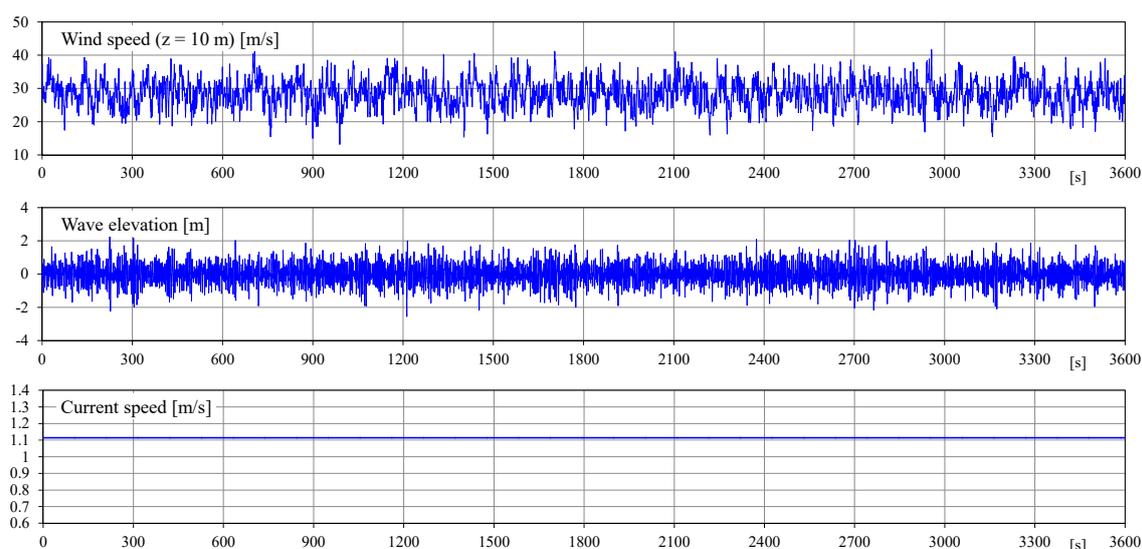


図 2.2-19 風速、水面の鉛直変位、流れの時系列(方法-2、ケーブルタイプ)

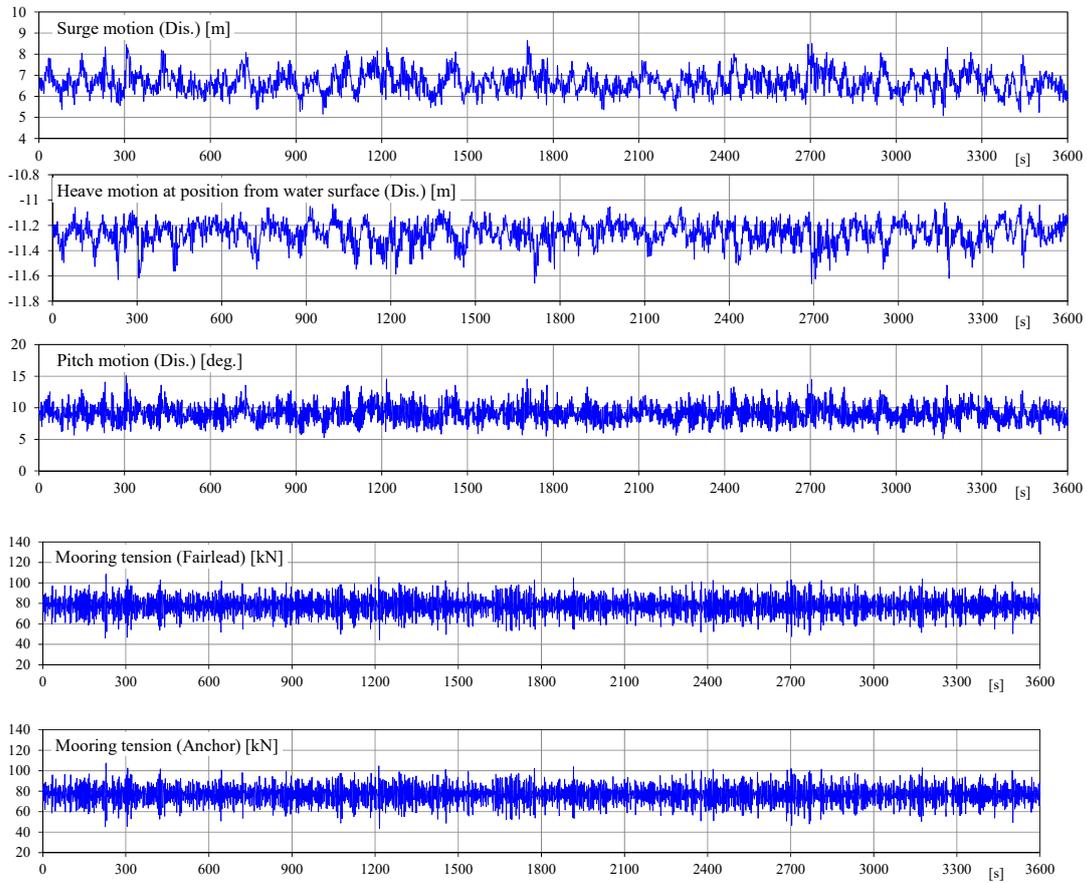


図 2.2-20 Surge・Heave・Pitch の各方向に対する変位量・傾斜角度、観測装置側と基台側における係留力の時系列(方法-2、ケーブルタイプ)

b) ピラータイプを対象とした解析条件と解析結果

表 2.2-18 と図 2.2-21 に、それぞれピラータイプを対象とした解析条件と解析ケースを示す。解析条件は、仕様書に基づいて設定した。解析 Case は 6 ケースからなり、図 2.2-21 に示すように、静水時の水面から搭載機器設置スペース(檣)までの距離と搭載機器重量を解析パラメータとした。ケーブルタイプを対象に、方法-1 と方法-2 で得られた係留力に関する解析結果に差異は見られなかったため、ピラータイプを対象とした解析では方法-2 を用いた。そして方法-2 に対して図 2.2-21 に示される計 6 ケースの解析を実施した。

表 2.2-18 解析条件(ピラータイプ)

Environmental conditions			
Parameter	Unit	Value	Note
Water depth	m	50.00	
Significant wave height	m	2.50	ISSC spectrum Tp=5.44s
Significant wave period	s	4.90	
Wind speed	m/s	28.50	API spectrum
Current speed	m/s	1.12	$V_T(0) = 0.26 \text{ m/s}$ $V_B(0) = 0.86 \text{ m/s}$

\*) $V_B$ は吹送流速

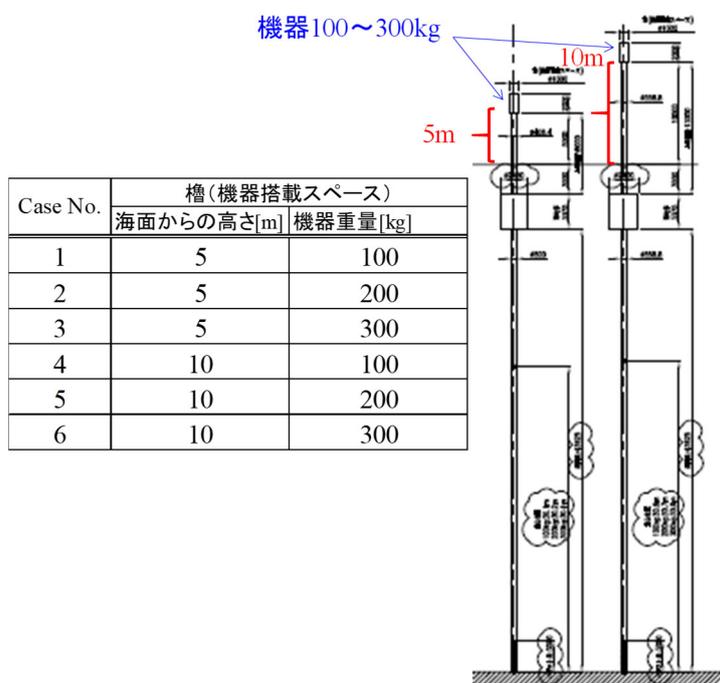


図 2.2-21 ピラータイプを対象とした解析ケース

表 2.2-19 に方法 2 で得られた各時系列データに対する統計処理結果を示す。時系列データとして、風速、水面の鉛直変位、流速(吹送流+潮流)、ピラータイプの重心に対する 6 自由度の運動の各方向における変位量・傾斜角度と加速度・角加速度、観測装置と基台の接続点における係留力、が挙げられる。これらの時系列ごとに、平均値、最大値、最小値、標準偏差を統計処理により求めた。表 2.2-19 より、Case1~3 では搭載重量を 100~

300 kg まで 100 kg 刻みで変化させているが、計算結果に大きな変化は見られない。次に、Case1・Case4、Case2・Case5、Case3・Case6 は、それぞれ搭載重量は同じであるが、静水時の水面から櫓までの距離を 5 m、10 m として解析を実施している。結果として、その距離が大きくなるほど、風圧力とそのモーメントが大きくなり、Surge・Pitch 方向の変位量・傾斜角度が増加する傾向が確認された。

表 2. 2-19 統計処理結果(方法-2、ピラータイプ)

Term	Unit	Case No.1				Case No.2				Case No.3				
		Ave.	Max.	Min.	Std.	Ave.	Max.	Min.	Std.	Ave.	Max.	Min.	Std.	
Condition	Wind speed	m/s	28.501	41.638	13.158	4.052	28.501	41.638	13.158	4.052	28.501	41.638	13.158	4.052
	Wave Elevation	m	0.000	2.359	-2.565	0.622	0.000	2.359	-2.565	0.622	0.000	2.359	-2.565	0.622
	Current speed	m/s	1.115	1.115	1.115	0.000	1.115	1.115	1.115	0.000	1.115	1.115	1.115	0.000
Pillar motion (Dis.)	Surge	m	3.744	5.723	2.753	0.347	3.785	5.753	2.791	0.348	3.851	5.805	2.849	0.350
	Sway	m	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Heave	m	-0.236	-0.126	-0.549	0.045	-0.240	-0.129	-0.553	0.045	-0.247	-0.134	-0.559	0.046
	Roll	deg.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Pitch	deg.	7.145	10.960	5.248	0.667	7.201	10.981	5.302	0.666	7.278	11.009	5.378	0.665
	Yaw	deg.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pillar motion (Acc.)	Surge	m/s <sup>2</sup>	0.000	1.317	-1.335	0.330	0.000	1.314	-1.332	0.329	0.000	1.313	-1.331	0.328
	Sway	m/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Heave	m/s <sup>2</sup>	0.000	0.232	-0.150	0.043	0.000	0.232	-0.151	0.043	0.000	0.232	-0.152	0.043
	Roll	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Pitch	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.044	-0.045	0.011	0.000	0.044	-0.045	0.011	0.000	0.043	-0.044	0.011
	Yaw	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Connection	Force	kN	110.801	152.921	72.908	10.282	109.845	151.937	71.963	10.271	108.894	150.943	71.024	10.255
Term	Unit	Case No.4				Case No.5				Case No.6				
		Ave.	Max.	Min.	Std.	Ave.	Max.	Min.	Std.	Ave.	Max.	Min.	Std.	
Condition	Wind speed	m/s	28.501	41.638	13.158	4.052	28.501	41.638	13.158	4.052	28.501	41.638	13.158	4.052
	Wave Elevation	m	0.000	2.359	-2.565	0.622	0.000	2.359	-2.565	0.622	0.000	2.359	-2.565	0.622
	Current speed	m/s	1.115	1.115	1.115	0.000	1.115	1.115	1.115	0.000	1.115	1.115	1.115	0.000
Pillar motion (Dis.)	Surge	m	4.552	6.491	3.221	0.449	4.599	6.552	3.265	0.451	4.676	6.647	3.335	0.453
	Sway	m	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Heave	m	-0.344	-0.170	-0.696	0.069	-0.350	-0.174	-0.707	0.070	-0.359	-0.180	-0.723	0.071
	Roll	deg.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Pitch	deg.	8.555	12.247	6.043	0.850	8.617	12.322	6.105	0.851	8.704	12.422	6.195	0.853
	Yaw	deg.	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pillar motion (Acc.)	Surge	m/s <sup>2</sup>	0.000	1.276	-1.297	0.325	0.000	1.274	-1.292	0.324	0.000	1.272	-1.292	0.324
	Sway	m/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Heave	m/s <sup>2</sup>	0.000	0.265	-0.174	0.050	0.000	0.266	-0.175	0.050	0.000	0.267	-0.177	0.051
	Roll	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Pitch	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.042	-0.043	0.011	0.000	0.042	-0.043	0.011	0.000	0.042	-0.043	0.011
	Yaw	rad/s <sup>2</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Connection	Force	kN	134.060	181.844	88.335	11.793	133.123	180.841	87.192	11.776	132.200	179.777	85.978	11.751

表 2. 2-19 の観測装置と基台の接続点における係留力の最大値を基本設計結果(次節以降参照)と比較する。方法-2 で得られた係留力の最大値と基本設計結果で得られた係留力の比較表を表 2. 2-20 に示す。基本設計結果と両方法の解析結果を比較すると、基本設計結

果の方が解析結果よりも大きくなっている。つまり、安全側でピラータイプの基本設計が行われていることを確認したので、基本設計結果に問題はないと考えられる。

表 2.2-20 係留力の比較表(ピラータイプ)

Case No.	係留力(kN)	
	方法-2	基本設計結果
1	152.921	
2	151.937	
3	150.943	
4	181.844	
5	180.841	
6	179.777	251

参考として図 2.2-22 と図 2.2-23 に、それぞれ方法-2 で得られた風速、水面の鉛直変位、流速(吹送流+潮流)、Surge・Heave・Pitch 方向における変位量・傾斜角度、観測装置と基台の接続点における係留力、の時系列を示す。

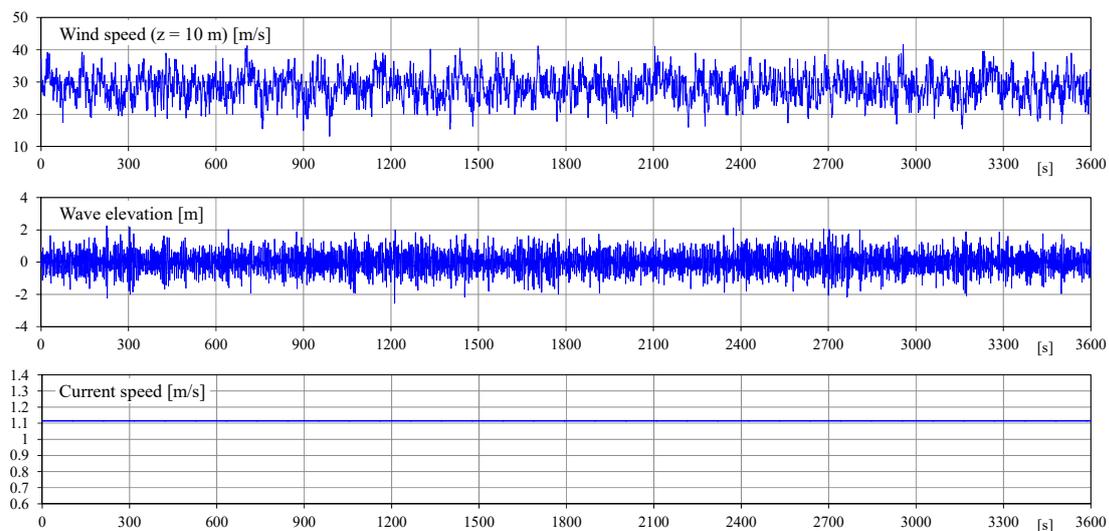


図 2.2-22 風速、水面の鉛直変位、流れの時系列(方法-2、ピラータイプ)

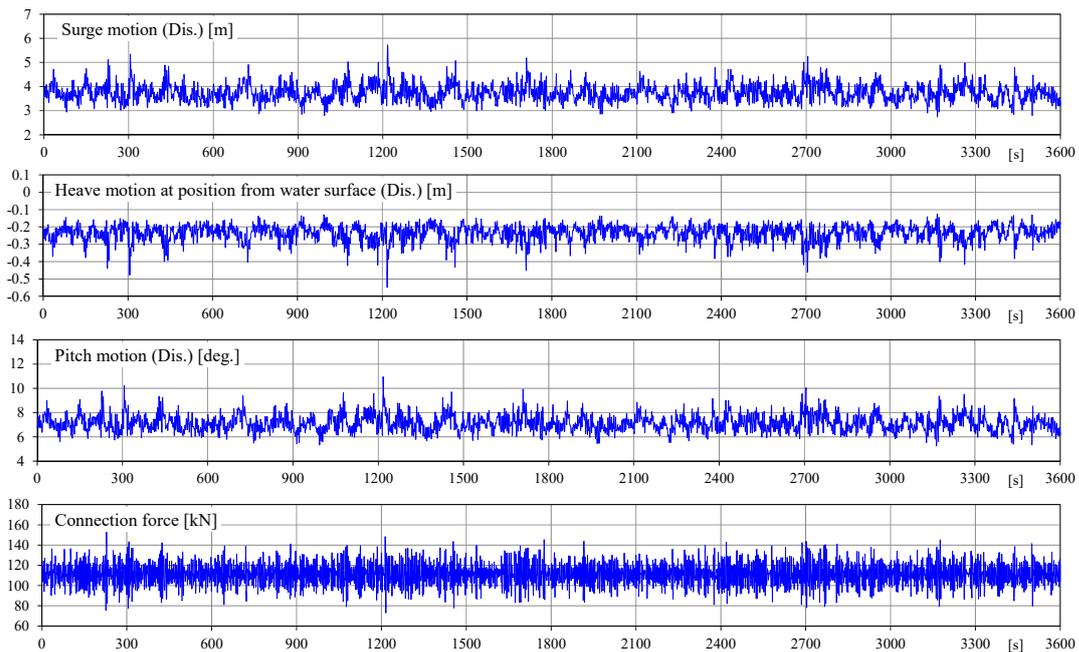


図 2.2-23 Surge・Heave・Pitch の各方向に対する変位量・傾斜角度、観測装置と基台の接続点における係留力の時系列(方法-2、ピラータイプ)

c) 最大満潮時における検討(ケーブルタイプとピラータイプ)

ケーブルタイプとピラータイプにおけるこれまでの解析は、干満時の条件下で実施した。ここでは最大満潮時に、仕様書に記載されている設計条件下で、ケーブルタイプとピラータイプの搭載機器設置スペース(檣)が水没しないか、数値解析を通じて検証した。

図 2.2-24 に最大満潮時における検討のイメージ図と解析条件を示す。図 2.2-24 に記載されている  $L_d$ 、 $W_e$  は、それぞれある時刻  $t$  における静止時の水面から檣までの距離と水面の鉛直変位であり、 $Cl$  は式(6)で定義される。式(6)より、ある時刻  $t$  で  $Cl$  がゼロもしくは負となると、檣が水没すると判定した。

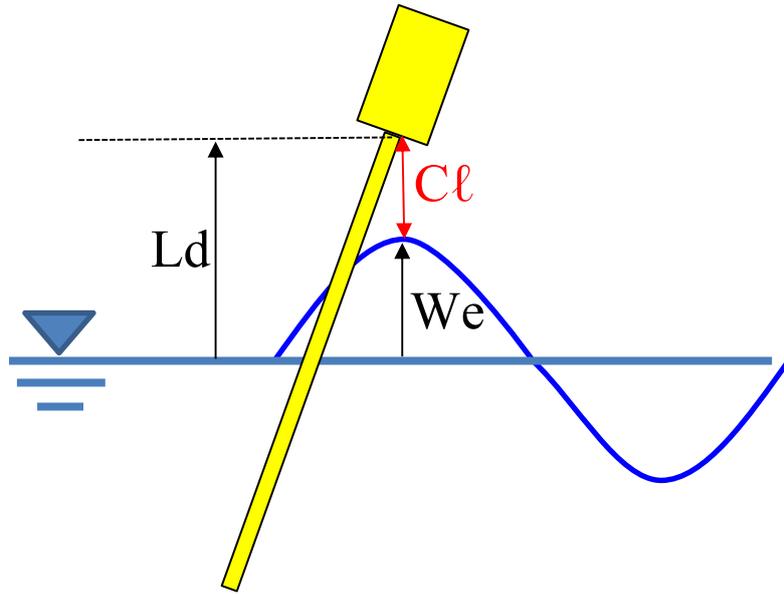


図 2.2-24 最大満潮時における検討のイメージ図

$$Cl = Ld - We \quad (6)$$

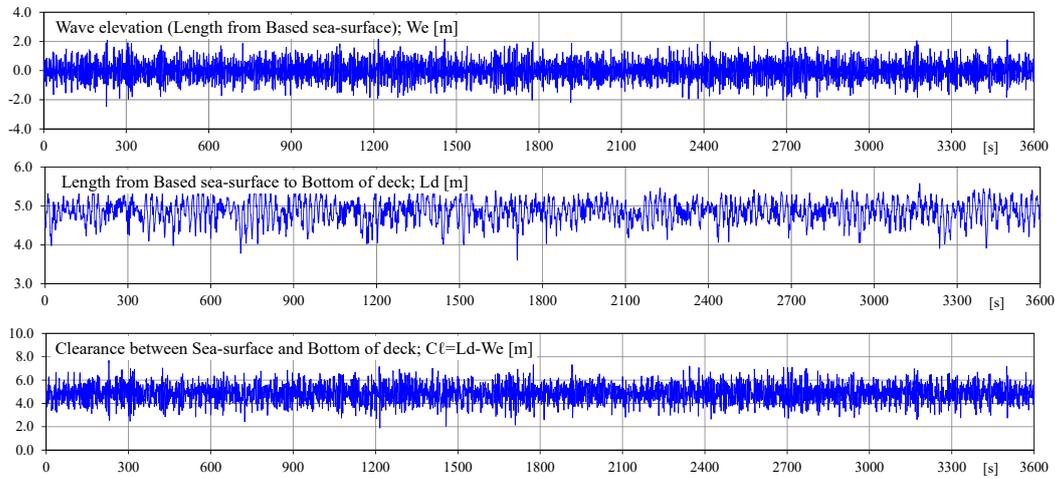
表 2-2-21 に最大満潮時を想定した解析条件を示す。表 2-2-21 の水深は、仕様書に記載された水深(50 m)と最高潮位(4.28 m)の和である。

表 2.2-21 解析条件

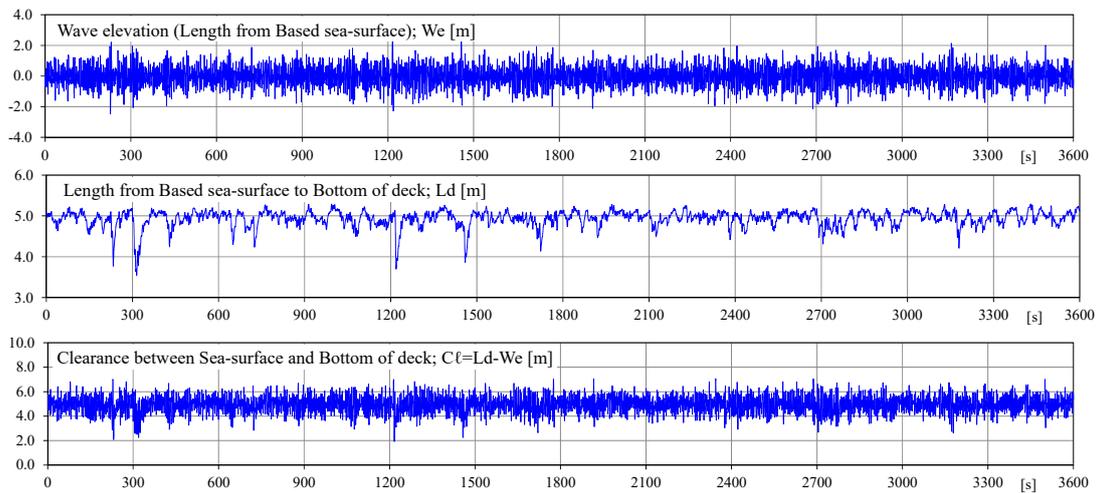
Environmental conditions			
Parameter	Unit	Value	Note
Water depth	m	水深54.28mとする	
Significant wave height	m	2.50	ISSC spectrum Tp=5.44s
Significant wave period	s	4.90	
Wind speed	m/s	28.50	API spectrum
Current speed	m/s	1.12	V <sub>T</sub> (0) = 0.26 m/s V <sub>B</sub> (0) = 0.86 m/s

\*)V<sub>B</sub>は吹送流速

図 2.2-25 にケーブルタイプとピラータイプのそれぞれの解析にて得られた、 $Ld$ 、 $We$ 、 $Cl$ の時刻歴を示す。ケーブルタイプとピラータイプのいずれの観測装置においても、 $Cl$ はゼロより大きい値を推移しているため、本解析条件では櫓は水面上に存在すると思われる。



(a) We、Ld、Cl の時系列(ケーブルタイプ)



(b) We、Ld、Cl の時系列(ピラータイプ)

図 2.2-25 最大満潮時における検討結果

#### (4) おわりに

海底地盤変動観測装置の2つの構造形式、すなわちピラーが基台に直接連結されたもの(ピラータイプ)とピラーがワイヤー等を介して基台に連結されたもの(ケーブルタイプ)、を対象に基本設計を行った。基本設計に際し、設計の信頼性を向上させることを目的に、水理模型実験と数値解析も実施した。以下に、基本設計結果の要約を述べる。

- 構造形式に依らず、図 2.2-14 の連結部(係留部)に作用する係留力の算定は、観測装置を安全的に供用する上で重要である。このため係留力に関しては、数値解析結果と基本設計結果を比較し、基本設計に問題がないことを確認した。数値解析では運動方程式が解かれるが、運動方程式の粘性項の評価法には、水理模型実験から得られる粘性減衰係数で評価する方法(方法-1)とモリソン式で評価する方法(方法-2)の2つが挙げられる。ケーブルタイプに対して、2つの方法で係留力を算定した結果、両者方法の違いによる影響は小さいことが判明したため、ピラータイプに対しては、方法-2で解析を行った。ケーブルタイプ・ピラータイプを対象とした基本設計結果と数値解析結果から得られる係留力を比較した結果、基本設計で得られた係留力は数値解析結果から得られる値よりも大きいため、安全側で基本設計が実施されていると思われる。
- 上で述べた解析は、干満時における環境条件をベースに実施したが、最大満潮時に観測装置の搭載機器設置スペース(櫓)が水没しないか確認した。最大満潮時における環境条件下で、数値解析を行い、本条件では櫓は水没しない結果が得られた。

### 3) 海底地盤変動観測装置の製作計画の検討

#### (1) はじめに

基本設計結果に基づき、海底地盤観測装置の製作計画の検討を行った。図 2.2-14 に示すように、観測装置は、上部構造、連結部(ケーブルタイプの場合は、ケーブルを含む)、基台部から構成される。上部構造に関しては、簡易的な製作仕様書を作成したが、一方で連結部、基台部においては、詳細仕様が決定された後に製作仕様書を作成する予定であるため、本報では製作工程についてのみ言及する。

#### (2) 上部構造の製作要領書と全体工程表(案)

上部構造の製作要領に関しては、後述の d-1.2 ピラータイプの設計検討及び d-1.3 ケーブルタイプの設計検討を参照されたい。表 2.2-22 に海底地盤変動観測装置の製作に関する全体工程表を示す。表 2.2-22 に関する留意事項は、以下の通りである。

- 今後の詳細設計の内容により観測装置の形状が変わる場合、航路標識設備の仕様も変更となると思われるので、全体工定表(案)に何らかの影響を及ぼす可能性がある。
- 観測装置の実海域への設置に伴い、関係各所への設置許可申請等の手続きは済んでいるとする。
- 表 2.2-22 より、現状は製作工事の工期を 8 ヶ月弱と見込んでいるが、上記の航路標識設備の仕様変更や設置許可申請等の手続きの次第によっては、この限りではない。

表 2.2-22 海底地盤変動観測装置の製作に関する全体工程表(案)

作業内容	日付											
	1ヶ月目 10 20	2ヶ月目 10 20	3ヶ月目 10 20	4ヶ月目 10 20	5ヶ月目 10 20	6ヶ月目 10 20	7ヶ月目 10 20	8ヶ月目 10 20	9ヶ月目 10 20	10ヶ月目 10 20	11ヶ月目 10 20	12ヶ月目 10 20
1 上部構造製作・現地輸送												
2 機器製作・輸送												
3 ケーブル製作・現地輸送												
4 基台製作・現地輸送												

#### (3) おわりに

本章では、基本設計結果をベースに、海底地盤観測装置の製作計画の検討を実施した。その結果、海底地盤変動観測装置の製作工期は、8 ヶ月弱と見込まれる。今後は、上部構造、連結部、基台部の詳細設計を行っていくが、その結果を工程に反映させ、全体工程表のブラッシュアップを図る予定である。

#### 4) 設置計画時に抽出された課題とそれに対する検討

##### (1) はじめに

基本設計結果に基づき、海底地盤観測装置の設置計画が実施され、下記3点の課題が抽出された。このため、下記3点の課題に対する検討を行った。

- ① 施設に生じる断面力
- ② 吊ピースの検討
- ③ 回収時の懸垂重量に対する係留環の照査

##### (2) 検討方法と検討結果

起重機船のクレーンを用い、海底地盤変動観測装置を図 2.2-26 のように吊ることを想定する。制約条件として、ここでは以下のように仮定する。

- ・ クレーンの揚程は 30m 程度とする
- ・ 吊点 A は  $x=15\text{m}$  (浮力体最上部)
- ・  $H=10\text{m}$  ( $< 30\text{m}$ )
- ・  $\theta=60\text{deg.}$

( $H$ 、 $\theta$  より、吊間隔:  $L=11.5\text{m}$ )

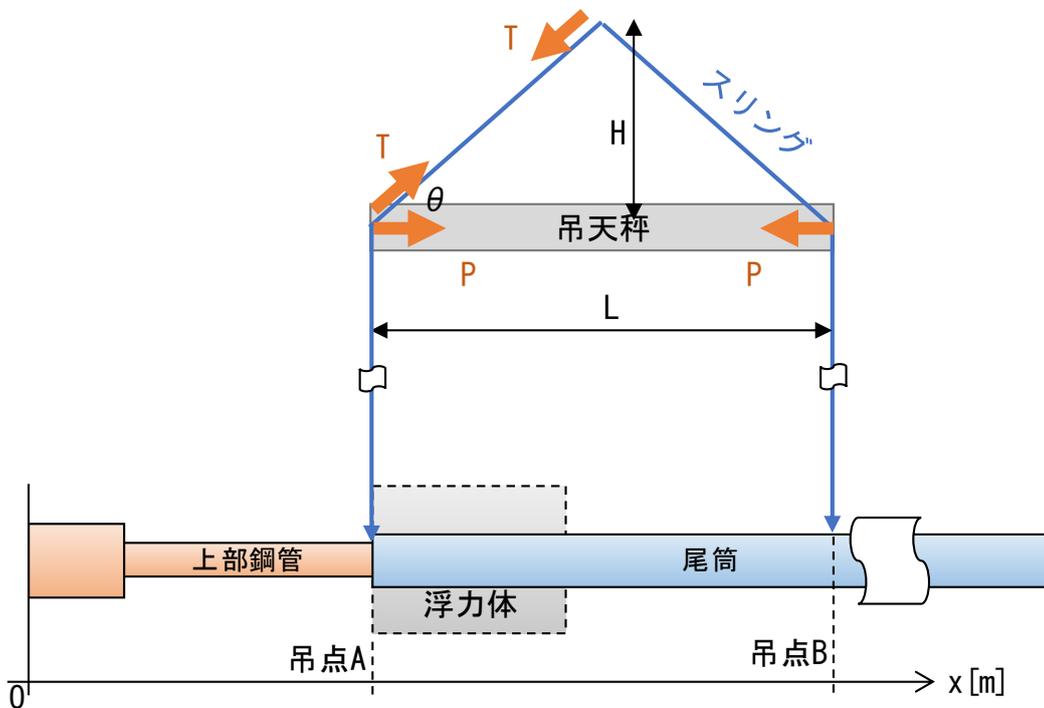


図 2.2-26 吊作業のイメージ図(横吊)

1) 海底地盤変動観測装置に生じる断面力

$L=11.5\text{m}$  として、海底地盤変動観測装置の断面に生じる最大曲げ応力を求めた。結果を表 2.2-23 に示す。

表 2.2-23  $L=11.5\text{m}$  とした場合の許容応力

		最大曲げ応力 (N/mm <sup>2</sup> )			
		ケーブルタイプ (38.5m)		ピラータイプ (62m)	
case		1. アンカーなし	2. アンカーあり	3. アンカーなし	4. アンカーあり
上部鋼管		131.3	131.3	112.4	112.4
尾筒		115.0	1409.2	561.5	5649.9

許容応力: 210N/mm<sup>2</sup>

Case1 のみ許容応力以下に収まった。Case2~4 については、以下の a)~c) の 3 案が考えられる。

a) 天秤長  $L$  をより大きく確保する

尾筒の曲げ応力が許容値未満となるように吊点 B をとるとき、必要な  $L$  および  $H$  は表 2.2-24 の通りとなった。 $H$  をより大きく、すなわち、より大型のクレーンを備えた起重機船を用いる必要がある。手配可能な起重機船について、事前に調査が必要である。

表 2.2-24 許容応力を満たす吊点 B

		最大曲げ応力 (N/mm <sup>2</sup> )			
		ケーブルタイプ (38.5m)		ピラータイプ (62m)	
case		5. アンカーなし	6. アンカーあり	7. アンカーなし	8. アンカーあり
上部鋼管		131.3	131.3	112.4	112.4
尾筒		115.0	163.3	200.2	143.4
L[m]		11.5	22.0	28.0	46.0
H[m]		10.0	19.1	24.2	39.8

b) 海底地盤観測装置を分割構造とする

施工手順については、陸上での組み立てや、横吊り-立て起しを伴わないものとする。ここで、分割構造による重量増加は微々たるものであり、構造および動揺特性の観点からは、大勢に影響無い。今後の課題としては、分割位置、分割部の詳細構造、詳細な組立-施工手順の検討などが挙げられる。

c) 許容応力を満たすよう、板厚を大きくする

表 2.2-23 の Case2~4 からわかるように、尾筒に全く異なる規模の鋼材を用いる必要がある。それに伴い、施設重量の増大、浮力体の大型化、水中の抵抗増加といったように、施設全体が全く異なる規模に大型化することが予想される。

以上より、a)案またはb)案が現実的であると考ええる。

## 2) 吊ピースおよび取付部の強度検討

Case1, 5~8 の中で最大の吊荷重となった Case8 において、吊ピースの検討を行った。

- ・ピン支圧
- ・はし抜け(孔のせん断)
- ・孔の応力集中
- ・吊ピースの引張、せん断、曲げ(横吊~立て起こし~立吊のうちの最大値)
- ・浮力体の補強ブラケットの検討(横吊~立て起こし~立吊のうちの最大値)

結果を図 2.2-27 に示す。

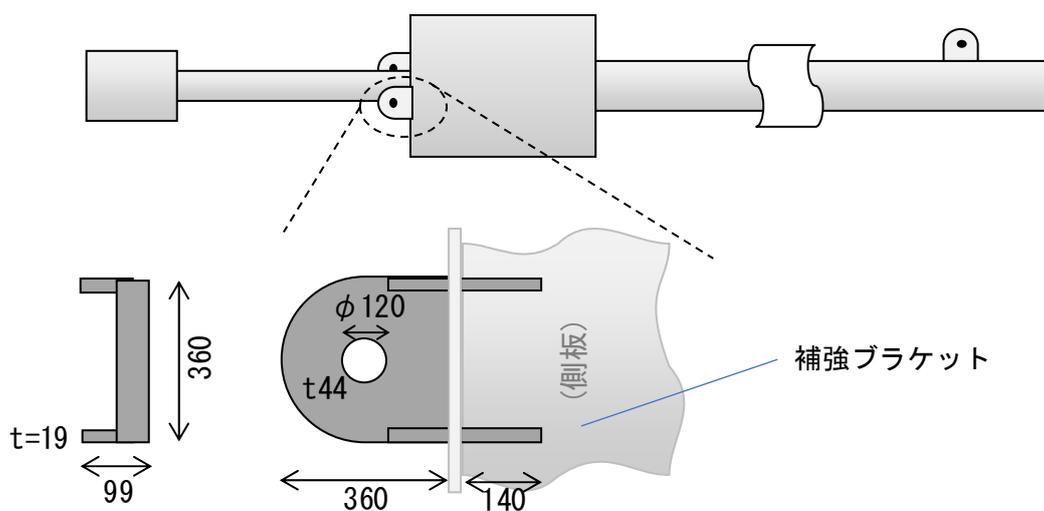


図 2.2-27 吊ピースおよび補強ブラケットの検討結果

## 3) 回収時の懸垂重量に対する係留環の照査

回収時を想定し、10年間の摩耗量を考慮した係留環に対し、基台の空中重量を負荷したところ、係留環に下記微修正の必要が生じた。

ケーブルタイプ

- ・孔径…  $\phi 41\text{mm} \rightarrow 38\text{mm}$
- ・板厚…  $t=25\text{mm} \rightarrow 32\text{mm}$  (55kg $\rightarrow$ 71kg)

ピラータイプ

- ・孔径…  $\phi 41\text{mm} \rightarrow 38\text{mm}$
- ・板厚… 変更なし

なお、重量の変動についてはバラストの調整にて相殺が可能であると思われる。

### (3) おわりに

本章では、基本設計で示した海底地盤観測装置に対し、起重機船のクレーンにて設置作業を行う際の、観測装置に作用する荷重について種々の検討を行った。結果としては、大型の起重機船を用いるか、観測装置を分割構造とするか、いずれかの対応が有効であることが分かった。

### 付録-1 不規則波中における海底地盤変動観測装置の動揺実験(参考)

参考として、水理模型実験で用いた 1/50 供試模型を対象に、不規則波中における観測装置の動揺実験を実施した。表 2.2-25 と図 2.2-28 に、それぞれ実験条件と動揺実験時の様子を示す。

表 2.2-25 実験条件

Case	有義波高 [cm]	有義波周期 [s]	状態	規則波と仮定した場合の波形勾配
1	5.0	1.43	穏やか	0.016
2	5.0	1.20	普通	0.022
3	5.0	0.90	台風並み	0.040
4	2.2	0.86	穏やか	0.019
5	10.0	1.00	台風以上	0.064

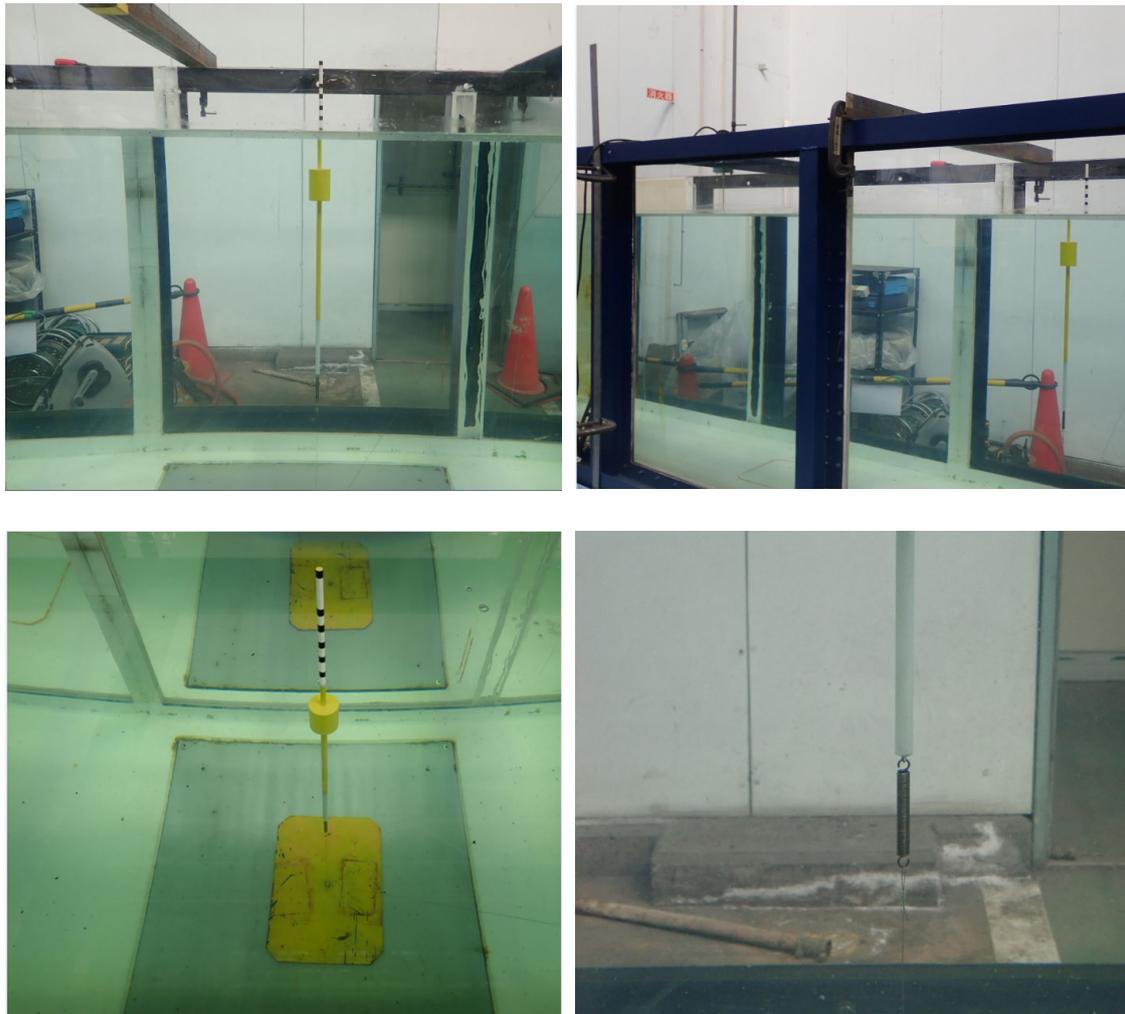


図 2.2-28 不規則波中における観測装置の動揺実験時の様子

d-1.2 ピラータイプの設計検討

ピラータイプの設計検討は、搭載重量 100kg 及び 300kg について実施した。設計条件となる気象・海象条件並びに水深等の条件は昨年度の原子力規制庁の報告書を参考に設定した。検討項目は各諸元について、浮体施設の潮流や波浪による傾き、各部にかかる応力やモーメントの確認、構造照査、安定性照査、水圧に対する照査等多岐に亘り検討を実施した。

また、照査の結果得られた一般図を図 2.2-29 に、関連する数量を表 2.2-26 にまとめた。

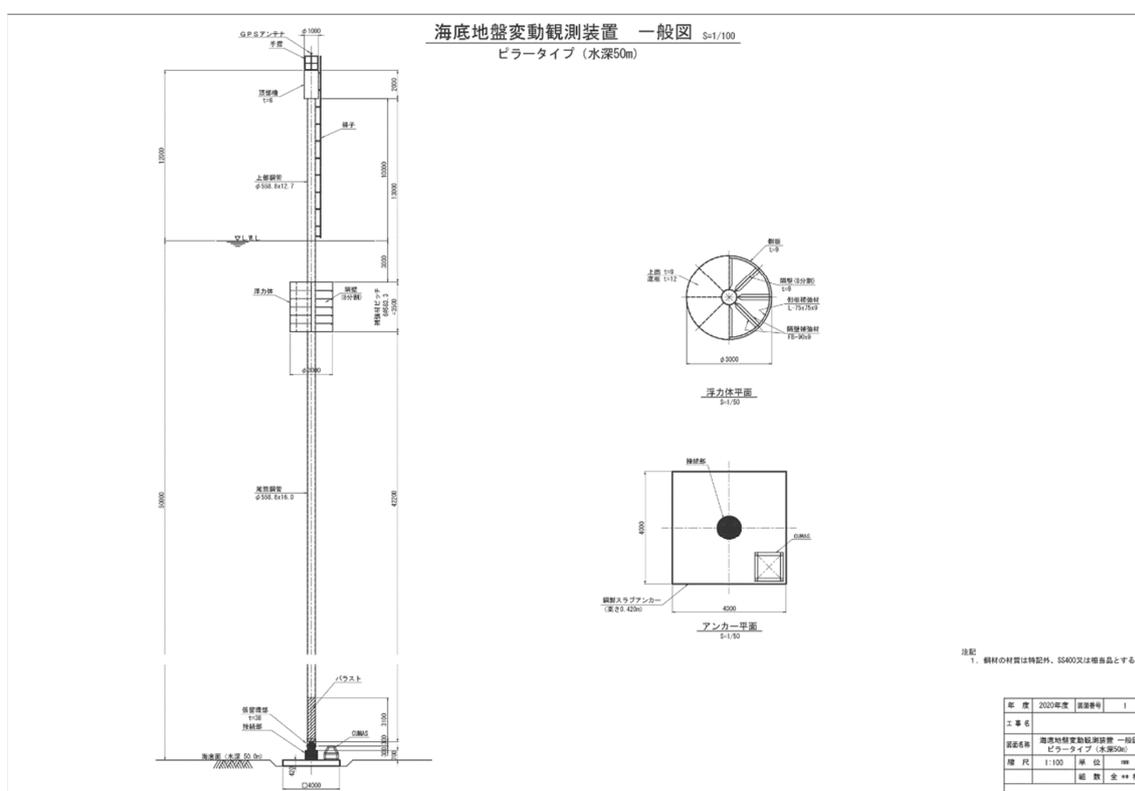


図 2.2-29 海底地盤変動観測装置 (ピラータイプ) 一般図

表 2.2-26 海底地盤変動観測装置（ピラータイプ）概算数量

海底地盤変動観測装置(ピラータイプ)概算数量										
	主要材料	寸法			単位重量 kgf/m	個数 n	Net	重量 kgf	塗装 m2	備考
		板厚 mm	幅 m	長さ m						
内訳										
観測ブイ										
・頭頂部檣										
・上部鋼管	SS400		φ 1,000	2.000		1		371	15.8	機器収納スペース
・浮力体	STK400		φ 558.8	13.000		1		2,223	22.8	鋼管
・尾筒	SS400		φ 2,800	3.500		1		6,580	182.7	
・その他	STK400		φ 558.8	45.700		1		9,952	81.7	
	SGP		32A(φ 42.7)			1		27	1.1	頭頂部-手摺等
	SS400		450	12.800		1		234	9.5	上部鋼管-梯子
							小計	19,387	313.6	
係留設備										
・アンカー										
・バラスト	SS400	420	4.000	4.000		1		52,752		スラブアンカー
	コンクリート		φ 526.8	3.100	2.3	1		1,554		
							小計	54,306		
							合計	73,693	313.6	



表 2.2-27 海底地盤変動観測装置（ケーブルタイプ）概算数量

海底地盤変動観測装置(ケーブルタイプ)概算数量										
	主要材料	寸法			単位重量 kgf/m	個数 n	Net	重量 kgf	塗装 m2	備考
		板厚 mm	幅 m	長さ m						
内訳										
観測ブイ										
・頭頂部櫓										
・上部鋼管	SS400		φ 1,000	2.000		1		371	15.8	機器収納スペース
・浮力体	STK400		φ 558.8	13.000		1		1,677	22.8	鋼管
・尾筒	SS400		φ 2,850	3.500		1		6,160	171.2	
・その他	STK400		φ 558.8	23.500		1		5,153	42.7	
	SGP		32A(φ 42.7)			1		27	1.1	頭頂部-手摺等
	SS400		450	12.800		1		234	9.5	上部鋼管-梯子
							小計	13,622	263.1	
係留設備										
・アンカー										
・係留索	SS400	315	4.000	4.000		1		39,564		スラブアンカー
	ケーブル		φ 45(被覆外径)	23.500	6.3	1		148		係留索/JSSII-11
	ソケット		φ 45用		13.6	2		27		JSSII-11
・パラスト										
	コンクリート		φ 526.8	5.000	2.3 t/m3	1		2,507		
							小計	42,246		
							合計	55,868	263.1	

d-1.4. イタリア・RESINEX 社製装置の設計検討

(1) Elastic Beacon の動的解析の概要

1) 解析条件

イタリアのポッツオーリ湾に設置されている海底地盤変動装置と同じ形式の装置（イタリア RESINEX 社製の Elastic Beacon：以下 EB と称す）を鹿児島湾に適用することを想定し、EB の動的解析を実施した。対象とした外力は波・潮流・風であり、昨年度の原子力規制庁の業務成果を参考に表 2.2-28 のように条件設定した。

表 2.2-28 解析条件

項目	設計値	備考
波浪	有義波高：4.0m 周期：7.4sec 波向：0°	
潮流	水表面 1.0m/sec 海底面 0.25m/sec 流向：0°	
風	風速：30m/sec 風向：0°	50年確率相当 アメダス観測データより
水深	50m	新島付近
潮位	H. W. L. C. D. L. +2.825 L. W. L. C. D. L. -0.575	鹿児島港港湾計画図より

動的解析では、波・潮流・風が同時に作用した場合に、ピラー部の発生応力度の照査、下方のワイヤロープの張力の照査、浮体の傾斜の照査を行っている。検討ケースは表 2.2-29 に示す 6 ケースである。

表 2.2-29 検討ケース一覧

Case	搭載重量	潮位条件	波浪	潮流	風
1	100kg	L. W. L.	表-1 の通り	表-1 の通り	表-1 の通り
2	100kg	H. W. L.	〃	〃	〃
3	200kg	L. W. L.	〃	〃	〃
4	200kg	H. W. L.	〃	〃	〃
5	300kg	L. W. L.	〃	〃	〃
6	300kg	H. W. L.	〃	〃	〃

2) 解析結果

各ケースの動的解析の結果は表 2.2-30 に示す通りである。イタリアの設計基準における各部材の性能規定値は表 2.2-31 に示す通りであるが、いずれのケースでも応力度等は規定値を下回っており、性能を満足している。また、搭載重量（100, 200, 300kg）の違いが EB の性能に与える影響は小さく、搭載重量によって EB の構造形式を特に変える必要性はない。

表 2.2-30 解析結果

Case Study n.	$\sigma_{Max Von Mises_{AB}}$ [MPa]	$\sigma_{Max Von Mises_{CD}}$ [MPa]	$T_{max}$ [kN]	$\theta_{max}$ [deg]
1	98.9	106.8	91.5	21.2
2	85.4	92	89.4	16.9
3	103.3	111	90.5	21.6
4	89.9	96.5	88.5	17.5
5	107.4	115.1	89.5	22.2
6	94.2	100.8	87.6	17.9

表 2.2-31 各部材の性能規定値

Case Study n.	Parameter	Acceptance Criteria
1,2,3,4,5,6	Stress on the pipe	$\sigma_{Max Von Mises} < 0.66 * F_y$
1,2,3,4,5,6	Tension on the steel rope	$T_{max} < T_{adm} = 718.1 \text{ kN}$
1,2,3,4,5,6	Tilting of the turret	$\theta_{max} < \theta_{adm} = 30 \text{ deg}$

解析結果によれば、応力度は Case5 と Case1 の場合に大きくなる。そのため、動的解析結果を確率論的なアプローチでも各応力度等を評価した。その結果、応力度の時間変動は、一般化パレート分布を仮定した 95% の信頼区間内に収まっており、確率論的な妥当性も確認した。

検討結果として得られた RESINEX 社製の Elastic Beacon の一般図を次ページ図 2.2-31 に示す。

(2) 一般図

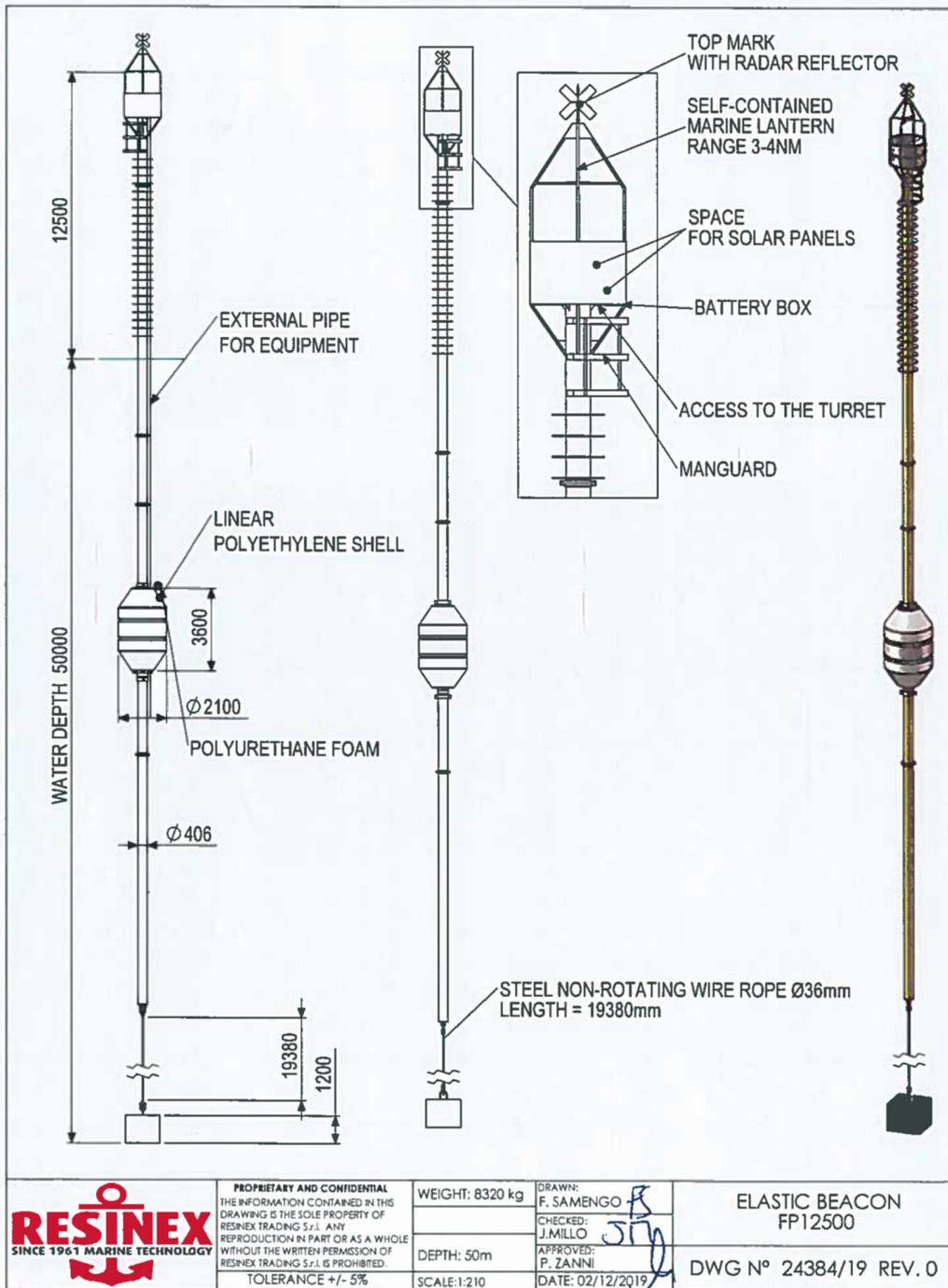


図 2.2-31 RESINEX 社製の Elastic Beacon の一般図

d-1.5. 海底地盤変動観測装置の製作設置計画の検討

1.5.1. 製作計画

1.5.1.1. 総則

(1) 適用範囲

本仕様書は海底地盤変動観測装置の設置工事（仮称）の上部構造製作に適用する。

(2) 準拠図書

上部構造製作にあたっては、下記に示す基準に準じて施工を行う。なお、これらの基準等は、契約時点の最新のものを適用する。

「日本工業規格」	【(財)日本規格協会】
「道路橋示方書・同解説」	【(公社)日本道路協会】
「日本溶接協会規格」	【(一社)日本溶接協会】
「浮体式係船岸 設計・施工マニュアル(案)」	【(一社)漁港漁場新技術研究会】
「漂体：製造検査仕様書」	【海上保安庁】
「ダム・堰施設技術基準(案)」	【(一社)ダム・堰施設技術協会】

(3) 協議

本仕様書に記載なき事項または変更などにより問題が生じた場合は、客先と協議の上、承認を得て施工する。

1.5.1.2. 一般事項

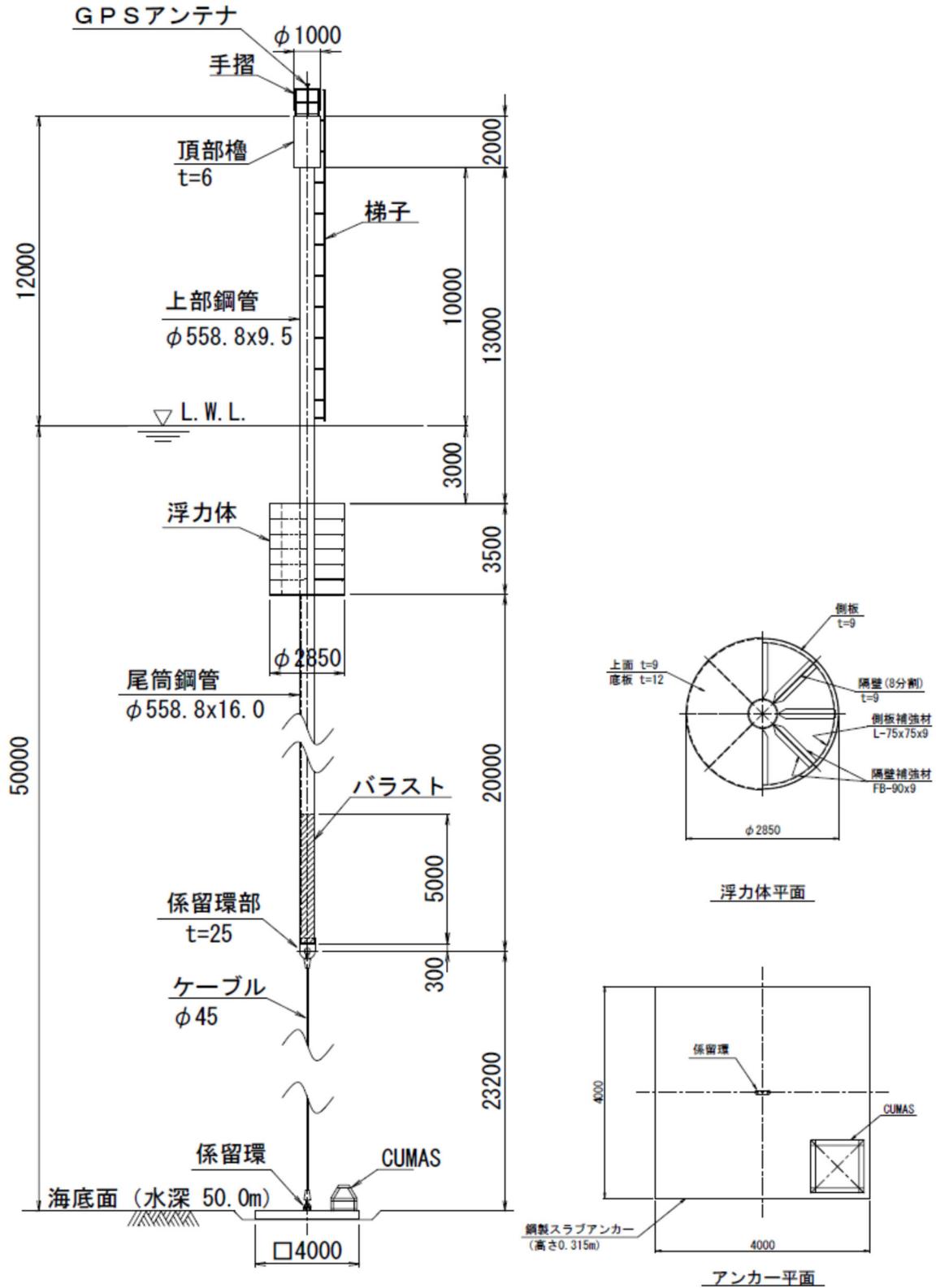
(1) 工事概要

工事名 海底地盤変動観測装置の設置工事（仮称）

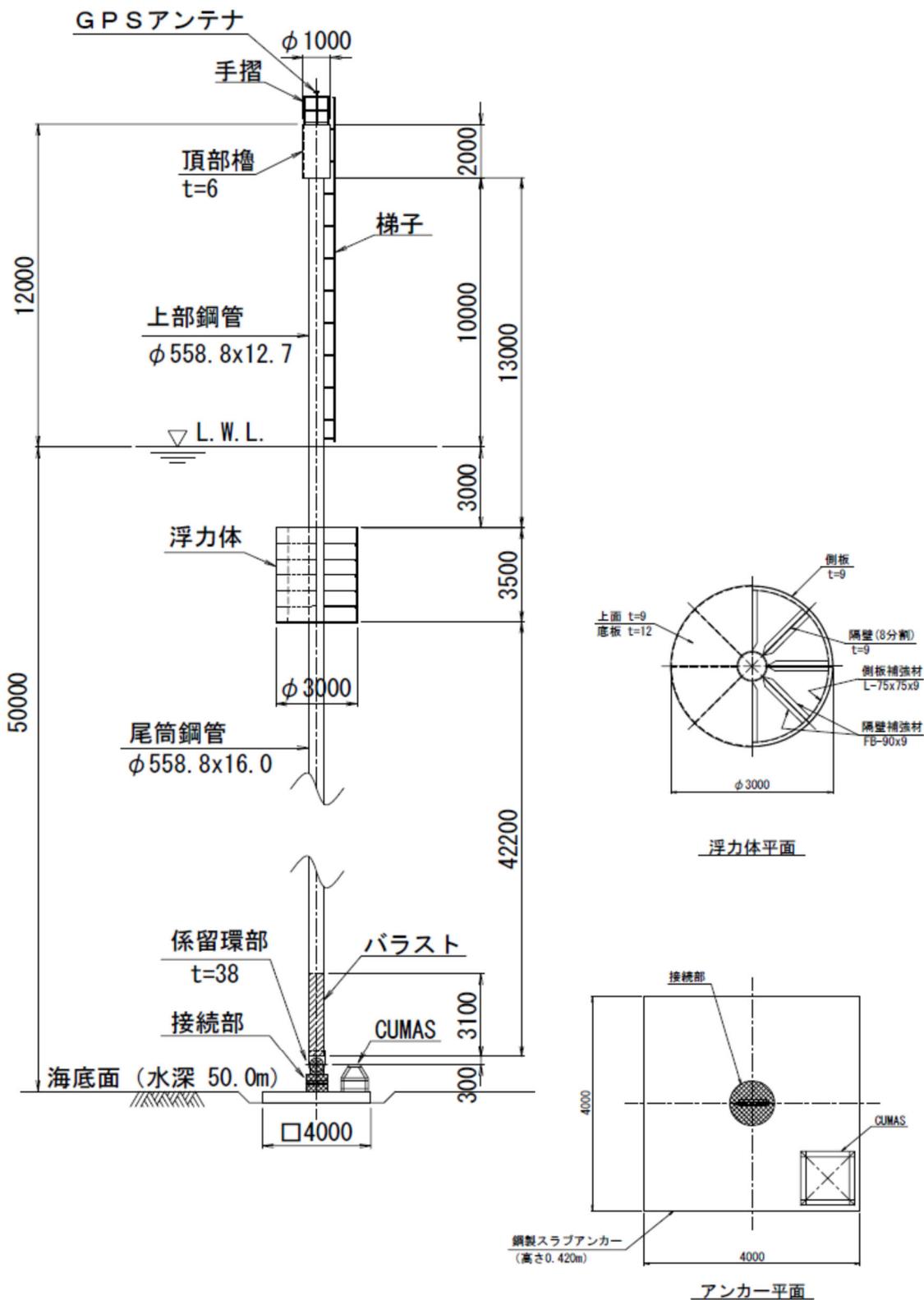
本仕様書の範囲 上部構造の製作及びそれに伴う搭載機器の据付

1.5.1.3. 一般図

(1) ケーブルタイプ



(2) ピラータイプ



1.5.1.4. 計画工程表

海底地盤変動観測装置の上部構造に係る製作工程表(案) ケーブルタイプ / ピラータイプ

作業内容	1ヶ月目					2ヶ月目					3ヶ月目					4ヶ月目					5ヶ月目					6ヶ月目										
	5	10	15	20	25	30	5	10	15	20	25	30	5	10	15	20	25	30	5	10	15	20	25	30	5	10	15	20	25	30	5	10	15	20	25	30
出図	●	●																																		
原寸・板取図作成			●	●																																
材料手配			●	●																																
材料立会検査						◎																														
切板工程						●	●	●																												
一次加工 (形鋼切断等)						●	●	●																												
外注加工						●	●	●																												
組立						●	●	●																												
溶接						●	●	●																												
製仕上げ工程						●	●	●																												
社内自主検査																																				
出来形検査 (寸法)																																				
気密検査																																				
溶接検査 (非破壊、外觀)																																				
塗装工程																																				
塗装自主検査																																				
電気関係工事																																				
完成立会検査																																				
出荷・精込み																																				
備考																																				

#### 1.5.1.5. 仕様の概要

##### (1) ケーブルタイプ

###### 1) 上部構造

上部構造構成	:	頂部檜、上部鋼管、浮体、尾筒鋼管、基台
最大浮体径	:	2.85m
上部構造高	:	約 38.5m
主要材料	:	一般構造用圧延鋼材 (SS400) 溶接構造用圧延鋼材 (SM490) 一般構造用炭素鋼鋼管 (STK400) 配管用炭素鋼鋼管 (SGP)
上部構造重量	:	13.6t (搭載機器、充填コンクリートは除く)

###### 2) . 付属品

① 手摺り	:	SGP32A	2 段×3 箇所
② 梯子	:	SS400	1 式

###### 3) . 購入品

###### 1) 搭載機器

① 航路標識システム	:		1 式
② 観測システム	:		1 式

###### 4) . その他

① コンクリート	:		2.5ton
----------	---	--	--------

(2) ピラータイプ

1) 上部構造

上部構造構成	:	頂部檜、上部鋼管、浮体、尾筒鋼管、基台
最大浮体径	:	3.0m
上部構造高	:	約 60.7m
主要材料	:	一般構造用圧延鋼材 (SS400) 溶接構造用圧延鋼材 (SM490) 一般構造用炭素鋼鋼管 (STK400) 配管用炭素鋼鋼管 (SGP)
上部構造重量	:	19.4t (搭載機器、充填コンクリートは除く)

2) 付属品

① 手摺り	:	SGP32A	2段×3箇所
② 梯子	:	SS400	1式

3) 購入品

a) 搭載機器

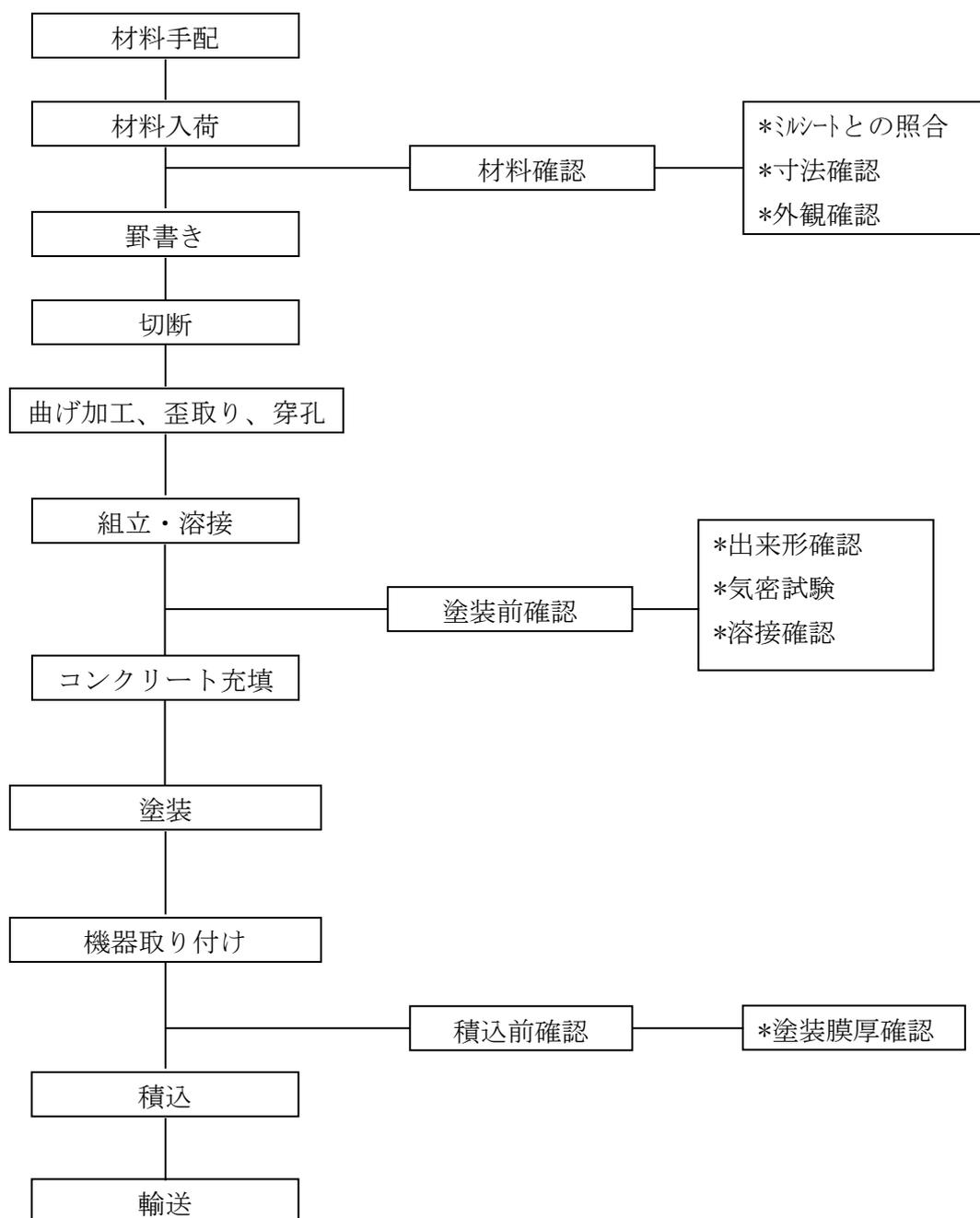
① 航路標識システム	:	1式
② 観測システム	:	1式

4) その他

① コンクリート	:	1.6ton
----------	---	--------

### 1.5.1.6. 施工方法(製作手順および要領)

#### (1) 製作フロー



## (2) 材料手配

- 1) 使用する鋼材は JIS 規格品を用いるものとし、鋼材についてはミルシート付のものを用いる。
- 2) 使用するその他の材料も製造メーカーで材料の品質を証明できる書類の添付を求め使用する。

## (3) 材料入荷・材料確認

- 1) 材料入荷時に材料とミルシートの照合、寸法確認、外観確認を行う。

## (4) 罫書き

- 1) 罫書き作業は、製作図あるいは板取り図により指定された材料に対して行い材料に応じて適切な用具を使用する。
- 2) 加工する鋼材の外面にはポンチ・たがね等による打痕を残さないようにする。

## (5) 切断

- 1) 切断作業は材料に応じて、ガス切断、シャーリング切断、ソーイング切断、プラズマ切断を用いて行う。
- 2) 原則として自動または半自動切断とするが、やむを得ず手切断をせざるを得ないときは、切断面をグラインダー等で確実に仕上げる。
- 3) 切断面の粗さは WES-2801 2 級以上とする。ただし、グループ面は 1 級とする。
- 4) 切断面に誤ってノッチその他の欠陥を生じた場合、欠陥深さが 1 mm 未満の場合はグラインダー仕上げ、1 mm 以上のものは所定の溶接棒にて溶接に準じた肉盛り溶接の上、グラインダー仕上げとする。
- 5) 外面部材のフリーエッジ部は 1 C の面取りを施すものとする。

## (6) 曲げ加工・歪取り・穿孔

- 1) 曲げ加工は、母材に割れが入らないように適切な押し金型、受け金型を用いる。
- 2) ロール曲げには指定された径に曲げられるようベンディングローラー機を選択・調整をする。
- 3) 歪取りはプレス(常温)または加熱法(熱間)で行う。加熱法の場合、材質を損なわないよう、温度管理に十分注意して行う。
- 4) 穿孔にあたっては、図面を確認し、ドリル、リーマ、ポンス、ボール盤加工を選択して行う。

- 5) 部材を本体に取付け後、機器取付け穴等で、寸法精度が要求される穴加工を行う場合は、テンプレート等の治具を用います。

#### (7) 組立

- 1) 原則として組立仮付けはブロック分割し、小組、大組と仮付けし、本溶接して行く。
- 2) ボス等寸法精度が要求される部分は治具を製作し、治具に拘束したまま仮付けから本溶接まで行い、完全に溶接熱が冷却してから治具を取り外す。

#### (8) 溶接

##### 1) . 摘要

- a) 溶接に従事する者は JIS Z 3801、JIS Z 3841、JIS Z 3821 の相当種目の資格を有する者、もしくは同等な者とする。
- b) 溶接作業は、材料、溶接姿勢を考慮し、適切な溶接方法、溶加材を選定し行う。
- c) 溶接方法は被覆アーク溶接または、炭酸ガスアーク溶接（半自動溶接）を主とする。

##### 2) 溶接材料

- a) 溶接材料は、鋼材材質、強度および溶接姿勢を考慮し、適当な材料を選択する。なお、溶接材料は JIS 規格品を使用する。
- b) 強度が異なる鋼材を溶接する場合は、原則として高強度側の母材と同等以上の機械的性質を有する溶接材料を使用する。
- c) 被覆アーク溶接棒の管理は、密閉されたパッケージ状態で保管し、溶接材料の状態に応じて使用前に乾燥機にて十分乾燥させてから使用する。

##### 3) 溶接前の確認

- a) 溶接に先立ち、開先が適切かどうか確認する。不適切な箇所が発見されたときは開先の修正を行い、溶接に支障のない状態になった場合において溶接作業を行う。
- b) 溶接を行う部分は全て、溶接に先立ち溶接面のスラグ、水分、ごみ、さび、油、塗料等異物を除去する。

##### 4) 溶接施工一般

- a) 各溶接前に、それぞれの溶接面を清掃する。溶接作業中、各パス毎に全てのスラグおよび残留物を取り除き、目視により欠陥のないことを確認する。

- b) 溶接部は割れ、ブローホールなど、すきま腐食に有害な欠陥がないように慎重に作業する。
- c) 溶接は、溶接方法、鋼種、板厚および作業環境に応じて、溶接電流・アーク電圧・溶接速度・ガス流量などの適切な条件を選択して実施する。
- d) 工場での溶接は回転治具、位置調整治具など適切な治具を使用し、出来るだけ下向きで行うようにする。
- e) 溶接の作業方法や順序は、ひずみと残留応力が最小となるような対策をたて、欠陥が出ないように溶接する。
- f) アーク開始点では、特に溶け込み不良とスラグの巻込みに注意する。また、アーク終了点およびビードの終端では割れが発生しないよう、健全な溶着金属でそのクレーター部を十分に埋めておくようにする。
- g) 溶接作業条件が下記の場合は作業を行わないものとする。
  - ①気温が0℃以下の場合
  - ②屋外が降雨で母材の表面に水分がある場合
  - ③強風の場合（遮風など必要な対策が取れる場合は溶接作業を行う。）

#### 5) 欠陥部の補修

- a) 原則として欠陥部の補修は「道路橋示方書」・「社内基準」に準じる。
- b) ブローホール、スラグ巻込み、溶け込み不良、オーバーラップ等は健全な溶着金属に損傷を与えないよう、アークエアガウジングにて除去し、再溶接を行う。
- c) アンダーカットが発生した場合は手直し後、グラインダーにて仕上げる。

#### 6) 吊具、組立用治具等の取り付けと除去

- a) 組立、運搬のために使用する吊具、治具等を取付ける場合の溶接は、原則として工場建屋内で行うものとし、その条件は工場溶接と同等以上とする。やむを得ず工場建屋外で行う場合は、十分な管理のもとで慎重に行う。
- b) 缶体内に取り付けた吊具及び治具は、機能上ならびに強度上の問題がない場合は原則残置するものとする。外面に取り付けた吊具及び治具については、母材に有害な欠陥が残らぬように十分注意の上、撤去する。

#### (9) コンクリート充填

- 1) バラスト部に所定量のコンクリートを充填する。
- 2) コンクリート充填後、バラスト部を上部構造本体とボルト接合する。

#### (10) 塗装

- 1) 塗装作業は素地調整を確実に実施後行う。
- 2) 塗装作業開始にあたっては、被塗面に水分・油脂・ほこり等の付着がないことを事前に確認する。
- 3) 塗装作業は、原則としてエアレススプレーにて行い、塗り直しやムラ等のないように入念に行う。
- 4) 塗装作業条件が下記の場合は作業を行わないものとする。
  - ①作業場の気温が5℃以下の場合
  - ②相対湿度が85%以上の場合
  - ③降雨雪の場合、または塗膜乾燥前にその可能性がある場合
  - ④強風の場合
  - ⑤被塗面が著しく高温の場合
- 5) 塗装作業中に、下記の状態となった場合は速やかに塗装の塗り直しを行う。
  - ①塗膜に泡、膨れ、剥れ等が生じた場合は、欠陥箇所を剥離して再塗装を行う。
  - ②塗膜に著しいタレ、チヂミ等が生じた場合は、塗膜乾燥後サンドペーパーで平滑に仕上げ、補修塗りを行う。

#### (1 1) 機器取り付け

- 1) 航路標識設備・監視システムを所定の位置に取り付ける。
- 2) 機器取り付け後に動作確認試験を行う。

#### (1 2) . 積込

- 1) 製品重量、玉掛け作業等を十分に検討し、クレーンを選定する。
- 2) 製作工場のクレーンにて、製品を損傷しないよう十分注意し上部構造を船に積込。

#### (1 3) . 輸送

- 1) 上部構造輸送は海上輸送とする。
- 2) 輸送梱包は荷くずれしないように適切なラッシングを行う。

### 1.5.1.7. 品質管理

- 1) 上部構造製作の各段階にて、自主検査または客先検査を実施する。
- 2) 検査基準は下記の表 2.2-32 に準拠し、品質管理を行う。

表 2.2-32 品質管理要領

種別	試験項目	試験方法	規格値	試験基準	摘要
材料	鋼材の化学成分 機械的性質	JIS による	JIS に適合	ミルシート	JIS G
溶接	外観	脚長計測	設計サイズ以上	重要度に応じて抜き取り	道路橋示方書
	非破壊検査	放射線透過試験	第1種欠陥：2類以上 第2種欠陥：2類以上	突き合わせ溶接部 (完全溶け込み溶接部)	JIS Z 3104
		超音波探傷試験	M 検出レベル：2類以上	各継手毎に1箇所以上	JIS Z 3060
		浸透探傷試験	割れ：あつてはならない 線上のきず：あつてはならない 連続したきず：あつてはならない	係留環部	JIS Z 2343
	気密検査	目視観察	漏洩箇所がない	検査気圧：0.01MPa 保持時間：20分	浮体式係船岸 設計・施工マニュアル(案)
出来形	寸法検査	寸法確認	摘要基準図書の許容値以内	重要度に応じて抜き取り	漂体：製造検査仕様書
塗装	塗装膜厚検査 (各層毎)	膜厚計による計測	最小：標準膜厚の70%以上 平均：標準膜厚以上	測定数は、1箇所につき 5点測定	ダム・堰施設検査要領書 (案)

## 1.5.2. 設置計画

### 1.5.2.1. はじめに

浮体式および着底式とも、観測装置全長となるアンカーから頂部檣までが62mあるため、揚程62m以上を確保できる起重機船が必要となる。また、浮体式、着底式とも施工方法に大きな違いはないことから、本検討においては、総重量の大きく、構造上柔軟性の少なくて取り扱いがより難しくなる着底式をベースに施工方法を検討する。

### 1.5.2.2. 作業船の選定

現場海域でアンカーが着底していない状態で組立作業を行うことは、観測装置が安定していない状態での作業となり、作業時の安全性確保という点で課題を生じることになる。そのため、本検討では観測装置本体は、あらかじめ陸上で組み立てるものとし、現地での作業は、観測装置の建て起し、アンカーとの接続および設置のみを行うこととする。

施工箇所となる鹿児島近県に在港する長いブームを有する全旋回式起重機船を表2.2-33に示す。

表 2.2-33 全旋回式起重機船（鹿児島港近郊在港、長いブームを有するもの抜粋）

船名	所在港	所有者	能力	ブーム長	備考
海王	串木野港	(株)渡辺組	400t吊	43.0m	
第六十八愛夢丸	鹿児島港	(株)森崎建設工業	500t吊	57.4m	
50幸神丸	八幡浜港	堀田建設(株)	500t吊	70.7m	
第八大生	平戸港	大石建設(株)	550t吊	56.8m	
第53善徳丸	大浦港	(株)善徳丸建設	550t吊	64.0m	
第58茂寿号	北浦港	(株)伊藤組	600t吊	68.0m	

また、鹿児島近県に在港する62m以上の揚程を有する固定式起重機船を表2.2-34に示す。

表 2.2-34 固定式起重機船（鹿児島港近郊在港、揚程62m以上のもの抜粋）

船名	所在港	所有者	能力	揚程	備考
大和	門司港	深田サルベージ建設(株)	700t吊	58.8m	補巻 100t吊、揚程68.5m
駿河	呉港	深田サルベージ建設(株)	2200t吊	90.0m	4フック、前フック97.3m

揚程が確保できる可能性のある全旋回式起重機船 500t 吊（50 幸神丸：ブーム長 70m 級）、固定式起重機船 700t 吊（大和：補巻揚程 68.5m）、固定式起重機船 2200t 吊（駿河：揚程 90.0m）の吊り上げ可否の検討を行う。各起重機船の観測装置の吊り上げ状況を図 2.2-31～図 2.2-32 に示す。

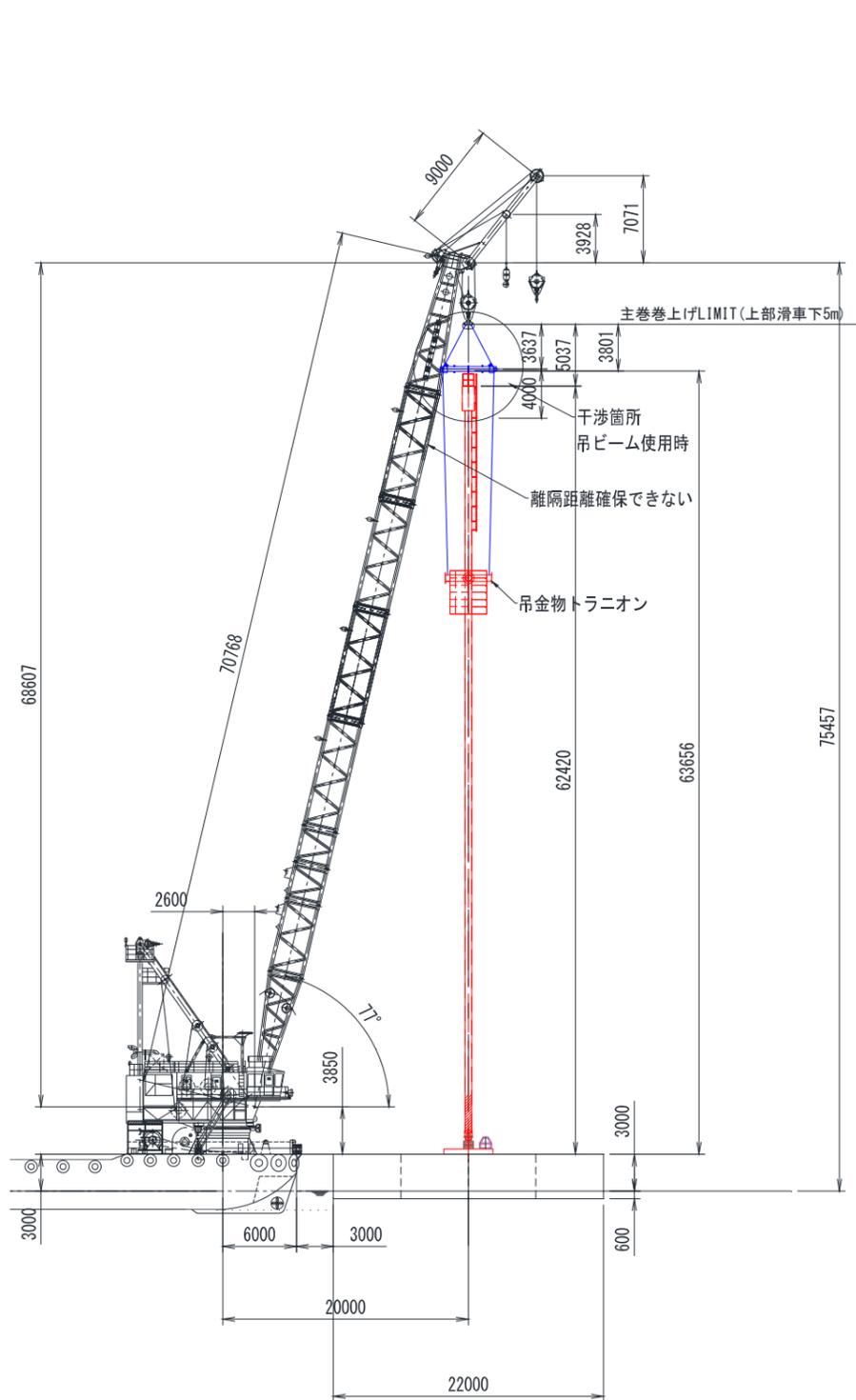


図 2.2-32 全旋回式起重機船 500t 吊 (50 幸神丸) 吊り上げ状況

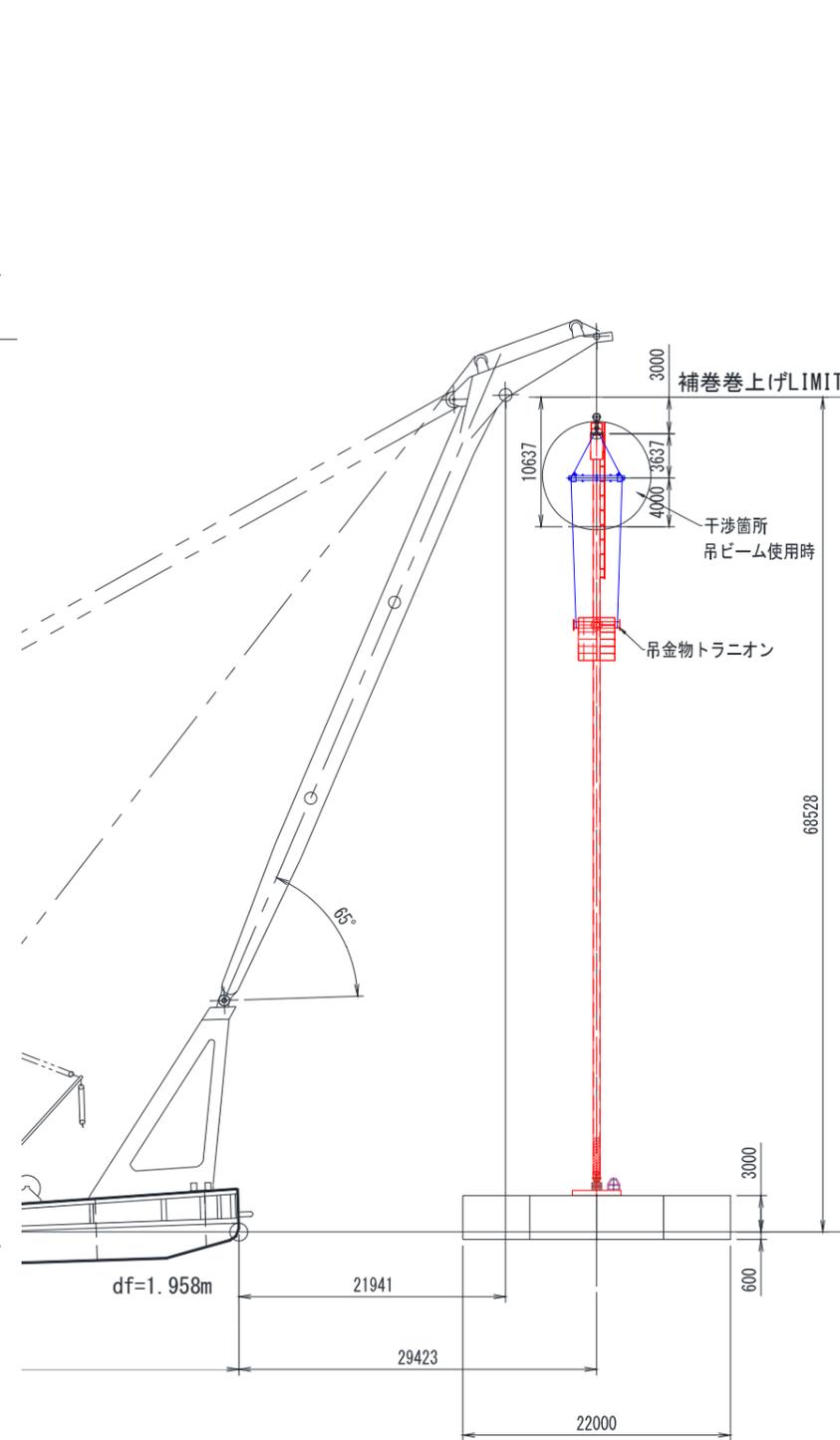


図 2.2-33 固定式起重機船 700t 吊 (大和) 吊り上げ状況

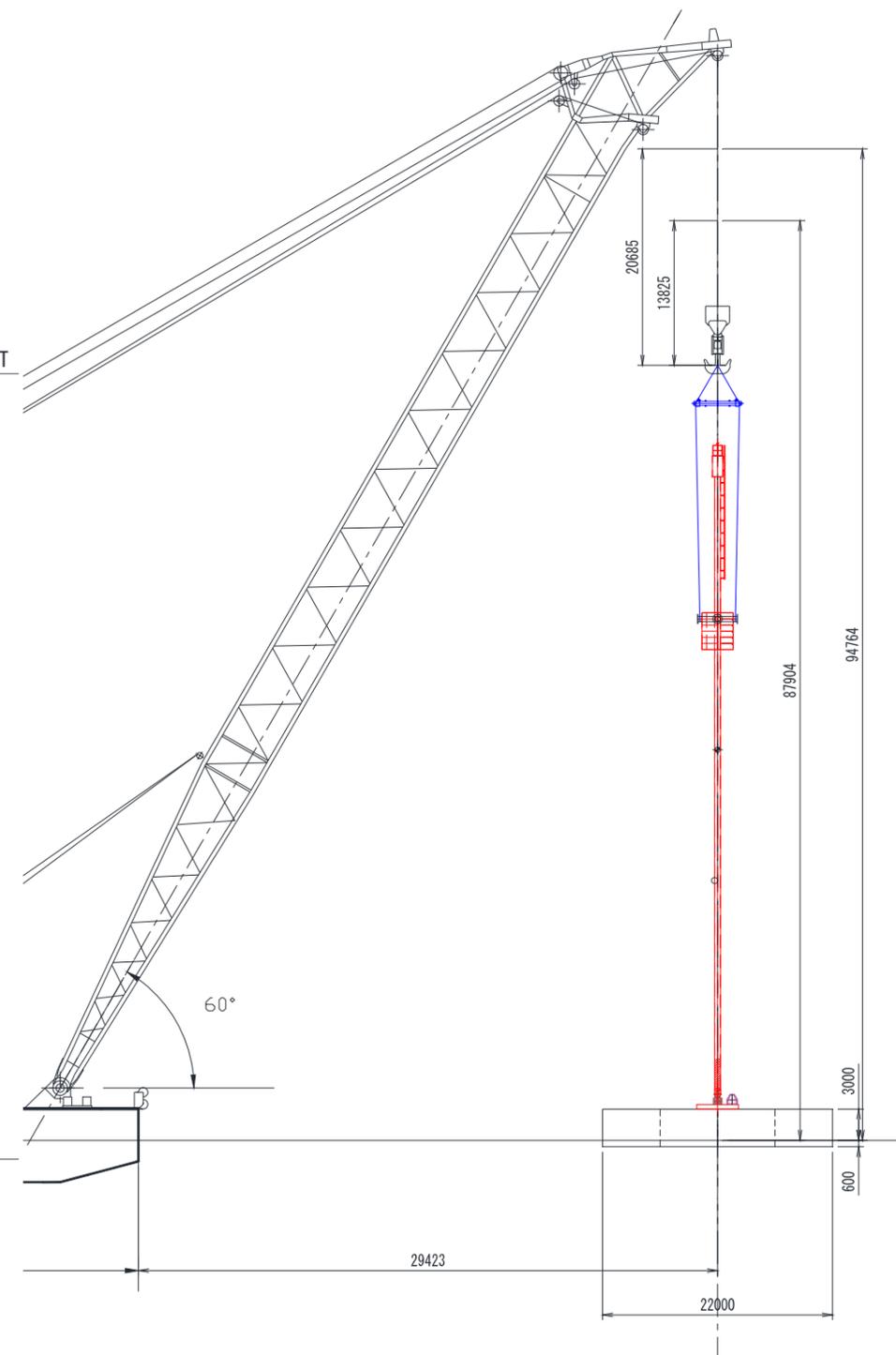


図 2.2-34 固定式起重機船 2200t 吊 (駿河) 吊り上げ状況

<検討条件>

- ・台船は 3000t 積を想定し、乾舷を 3.0m とした。
- ・吊ビームと観測装置間は、船舶の動揺等も考慮し、玉掛作業時の余裕として 3m 確保するものとした。
- ・台船と観測装置の地切りするため、フック上の吊上げ代は 3m 確保するものとした。



吊り上げ時の検討の結果、全旋回式起重機船のブーム長 70m 級では、ブームと観測装置との離隔不足や揚程不足となる。また、固定式起重機船 700t 吊では揚程不足となった。そのため、本検討では、固定式起重機船 2200t 吊を使用した施工方法について検討する。

### 1.5.2.3. 施工フロー

本工事の施工フローを図 2.2-35 に示す。

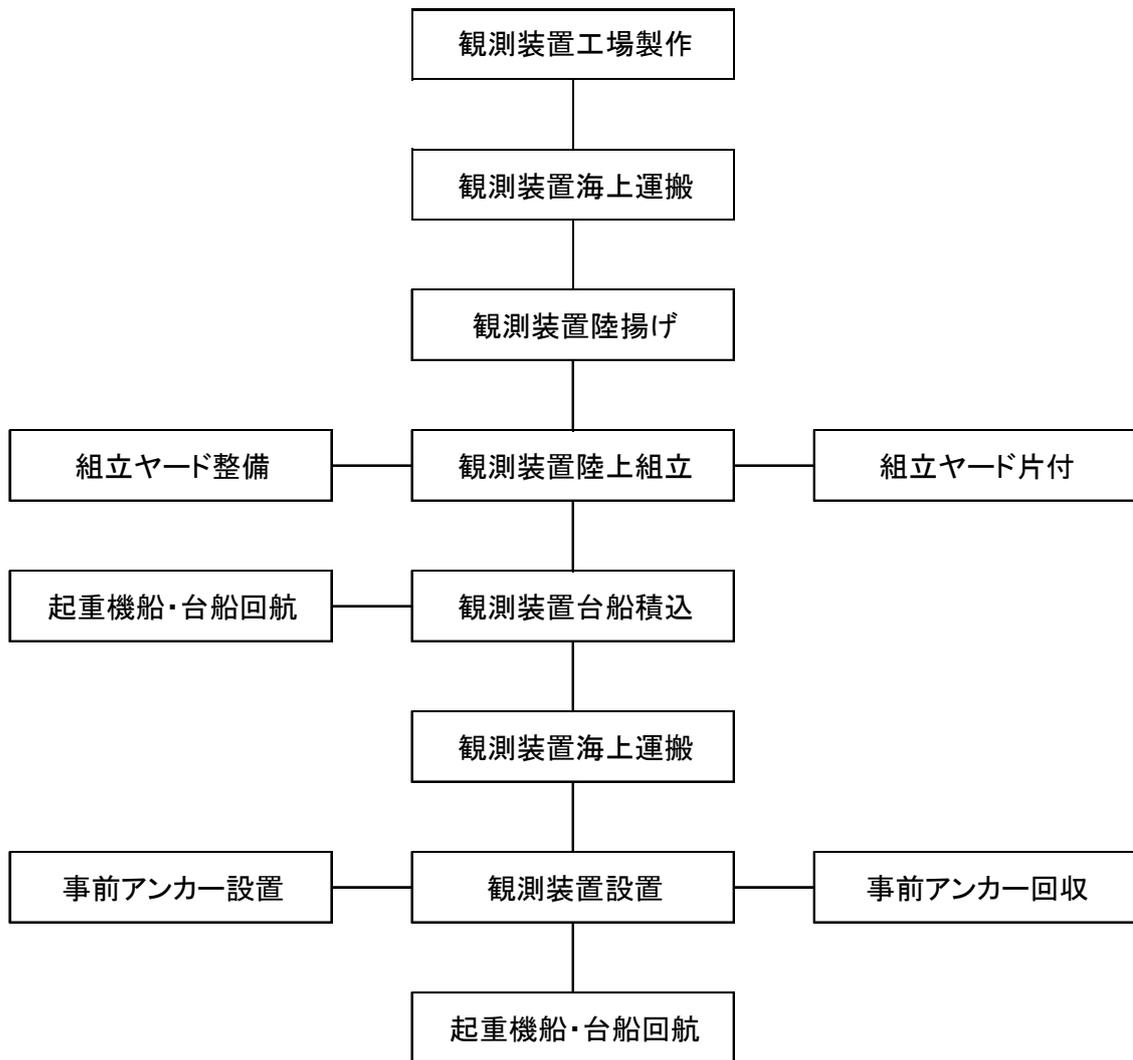


図 2.2-35 【工事全体】 施工フロー

#### 1.5.2.4. 準備工

##### 1) 工事許可手続等

工事着手に先立ち、海上保安部に工事許可の手続きを行い、許可された申請書の写しを提出す

る。なお、工事に当たり許可条件は厳守する。

##### 2) 周辺関係者への周知

海事関係者や漁協等関係各所へ説明・連絡を密に行い、工事に対する理解を得るよう努める。

##### 3) GNSS の使用

本工事の施工において、各工種の位置出し、測量などに GNSS を使用する。

GNSS の使用に先立ち、精度確認を行う。

### 1.5.2.5. 観測装置陸揚げ

工場で製作された観測装置は、分割された状態で台船にて鹿児島まで海上運搬され、組立ヤードで一体化するためトラッククレーン（200t 吊）を使用して陸揚げする。

観測装置の陸揚げ完了後、台船の係留を解除し、基地港まで回航する。

なお、組立ヤードの候補地としては、現時点では図 2.2-36 に示す 3 箇所が挙げられる。

いずれのヤードも観測装置を設置する時期に使用できるか否かは現時点では不明となるが、現在港湾工事で使用頻度が最も多いヤード②を有力候補地とする。そのため、本検討ではヤード②を基本として計画する。



図 2.2-36 組立ヤード候補地

#### 1.5.2.6. 観測装置陸上組立

##### 1) 組立ヤード整備

観測装置の陸上組立に先立ち、地組用のヤードを整備する。地組ヤードは観測装置が立てられる十分なスペースが確保でき、かつ起重機船が係留できる岸壁付近である必要がある。

工場で作られた観測装置の各ブロックを精度よく組み立てるため、敷き鉄板や山留材等で沈下の恐れないように支持架台を配置する。

なお、観測装置の組立、台船への積込完了後は、使用前の状態に片付ける。

##### 2) 観測装置組立

トラッククレーン（200t 吊）で陸揚げされた観測装置の分割ブロックを組み立てる順序になるよう支持架台に仮置きする。支持架台上には、分割ブロック連結部の高さが同じになるようにライナープレート等を用いて調整を行う。連結箇所は仮締めボルト等を用いて連結する。

組立が完了し、高力ボルトの締付け前に、観測装置が設計図に示された形状と一致しているかどうか確認する。支障のないことが確認して、高力ボルトの締付けを行う。高力ボルトの締付け作業は、接合面の処理、継手部材間の肌すき、ボルトの締付け方法、締付け順序等に注意して、所定の締付け力を導入する。

なお、組立ヤードでは、観測装置本体と係留アンカーは分離した状態のままとする。

#### 1.5.2.7. 起重機船回航、台船回航

固定式起重機船（2200t 吊：駿河）は、基地港である呉より、観測装置組立場所まで回航する。同様に観測装置を積み込みする台船（3000t 積）を基地港である長崎より回航する。

呉港および長崎港から組立ヤードまでの回航経路を図 2.2-37 および図 2.2-38 に示す。

#### 1.5.2.8. 観測装置積込・海上運搬

観測装置の組立ヤード前面に台船（3000t 積）と固定式起重機船（2200t 吊）を係留し、観測装置と係留アンカーをそれぞれ玉掛し、台船（3000t 積）上に積み込む。台船上にはあらかじめ盤木等で仮受台と固縛用ピースを準備し、積み込み完了後、転倒や移動のないよう堅固に固縛する。

観測装置の積込作業のステップを図 2.2-39 に、吊り上げ要領を図 2.2-40 に示す。

積込作業完了後、固定式起重機船（2200t 吊）および台船（3000t 積）を設置海域までえい航および海上運搬する。

組立ヤードから観測装置までのえい航経路を図 2.2-41 に示す。







台船(3000t積) 回航経路図(長崎～鹿児島港)

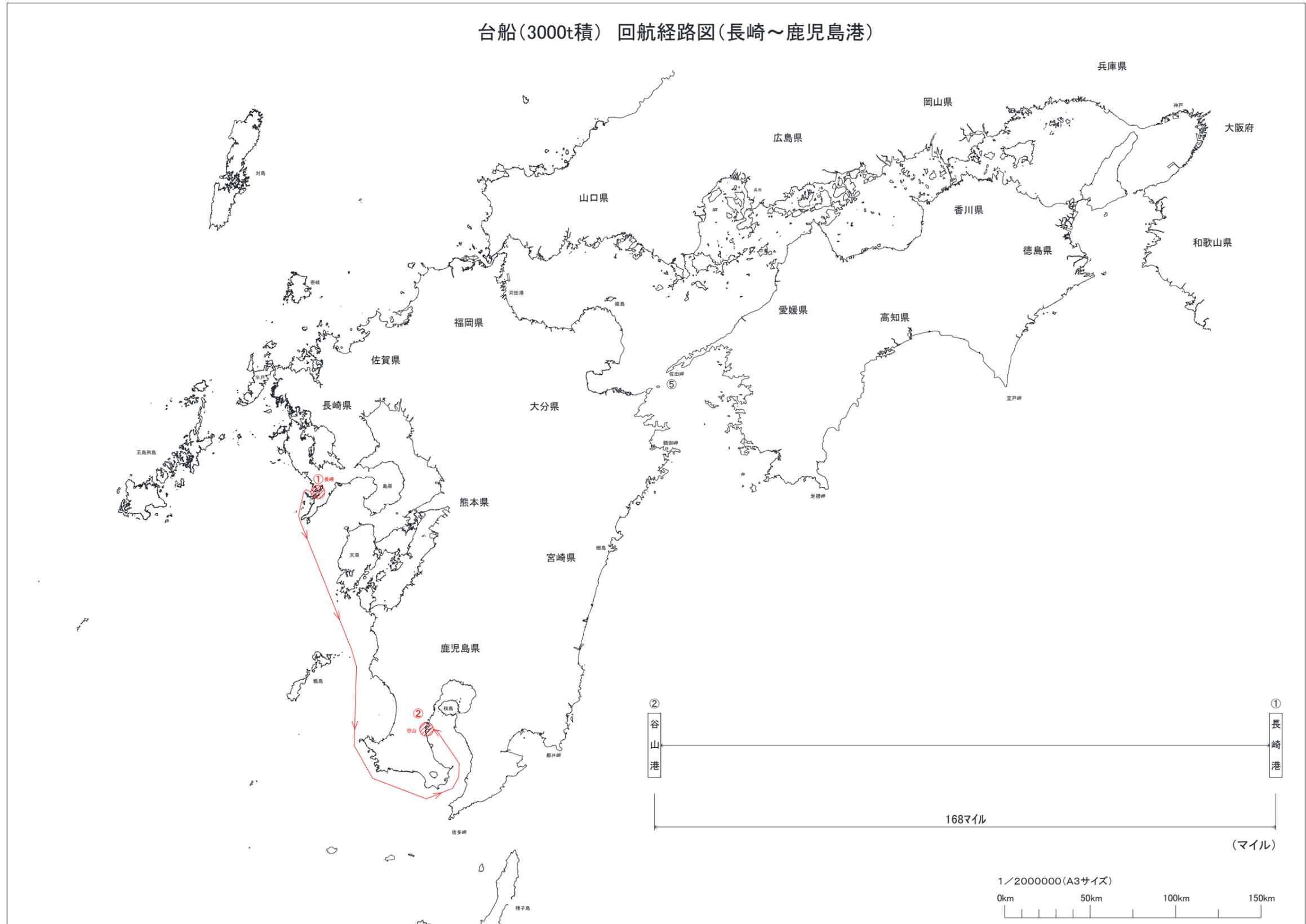


図 2.2-38 台船 (3000t 積) 回航経路



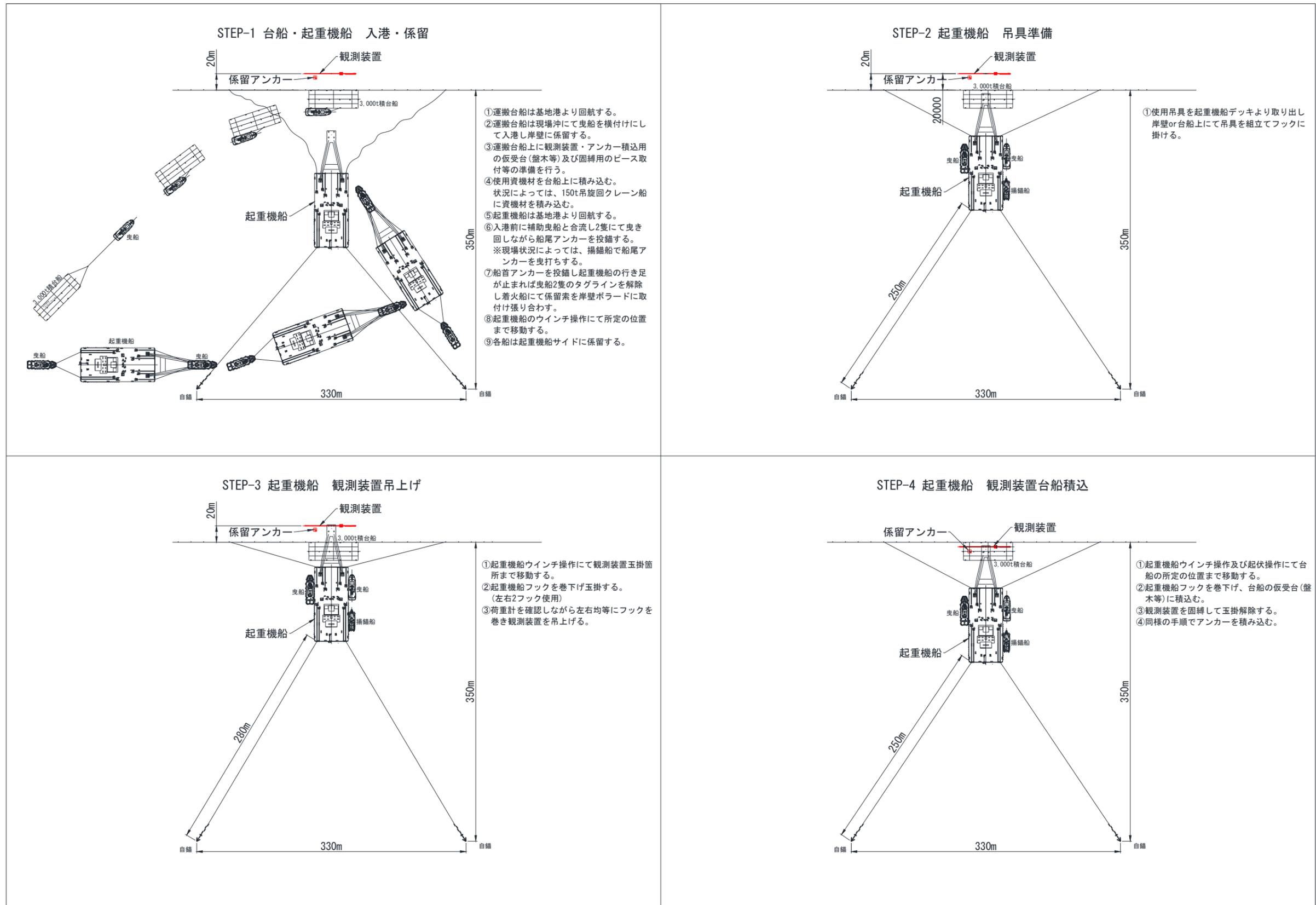


図 2.2-39 観測装置積込ステップ



観測装置 台船積込時吊上げ要領図

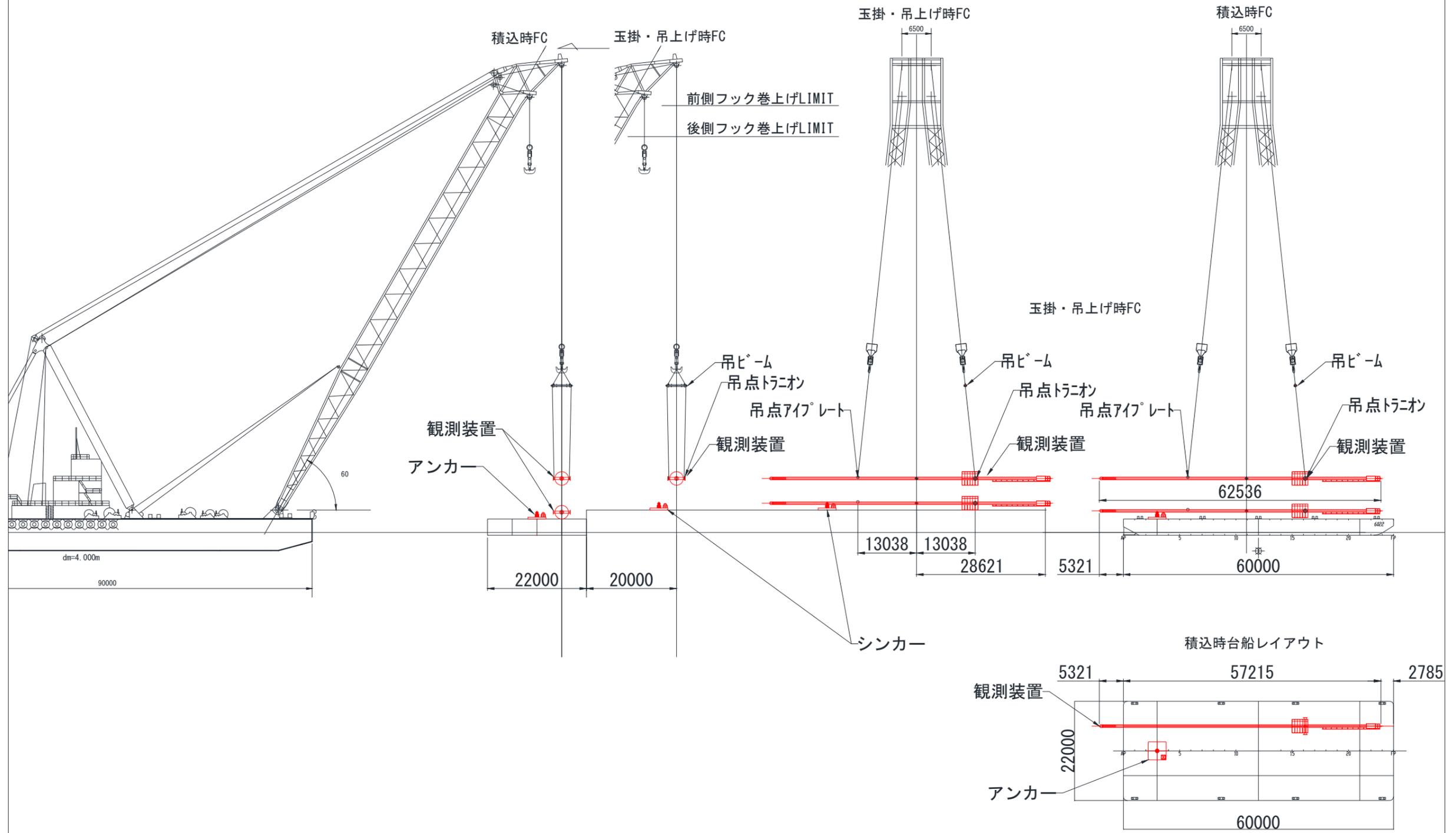


図 2.2-40 観測装置積込要領



組立ヤード～設置箇所 えい航経路図



図 2.2-41 組立ヤード～観測装置設置箇所 えい航経路



#### 1.5.2.9. 観測装置設置

設置海域には、固定式起重機船（2200t 吊）と台船（3000t 積）が係留できるように、全旋回式起重機船（150t 吊）を現場海域に先行して移動させ、事前アンカーの設置、全旋回式起重機船（150t 吊）の係留を行う。台船（3000t 積）は全旋回式起重機船（150t 吊）を、固定式起重機船（2000t 吊）は事前アンカーを使用して設置海域に係留する。

観測装置設置海域における固定式起重機船（2200t 吊）、台船（3000t 積）および全旋回式起重機船（150t 吊）の係留状況を図 2.2-42 に示す。

各作業船の係留完了後、観測装置本体と係留アンカーを連結する。固定式起重機船（2200t 吊）は、前後左右に4フックを有しているが、本作業ではそのうち前方の左右2フックを用いて観測装置を吊り上げる。クレーン操作にて少し傾斜させて、観測装置下部とアンカーを連結する。

連結後、観測装置を一旦台船上に仮置きして、観測装置下部側の玉掛解除を行い、その後、観測装置上部側のフックのみを巻き上げる。その際、固定式起重機船の船体も重心の移動に合わせて横移動させ、観測装置を建て起こす。そのまま、更にフックを巻き上げ、観測装置を台船から切り離し、GPS で計測しながら観測装置を所定の設置位置に調整する。調整完了後、フックを巻き下げて観測装置を着水させ、更にアンカーが海底に着底するまで引き続きフックを巻き下げる。

アンカーが海底に着底後、ROVを海中に投入し、アンカーの着底状況や観測装置の設置状況を確認する。観測装置の設置に問題ないことを確認した後、潜水士を先行させ、観測装置から吊ワイヤを解除して、観測装置の設置完了となる。

観測装置設置ステップを図 2.2-43 に、観測装置吊上げ要領およびステップを図 2.2-44～図 2.2-46 に示す。

観測装置設置完了後、固定式起重機船（2200t 吊）と台船（3000t 積）は観測装置組立場所までえい航し、艀装品や吊具等の片付けを行い、基地港に回航する準備を行う。

全旋回式起重機船（150t 吊）を現場海域に設置した事前アンカーを回収し、基地港までえい航して係留資材を陸揚げする。



観測装置設置 作業船係留図

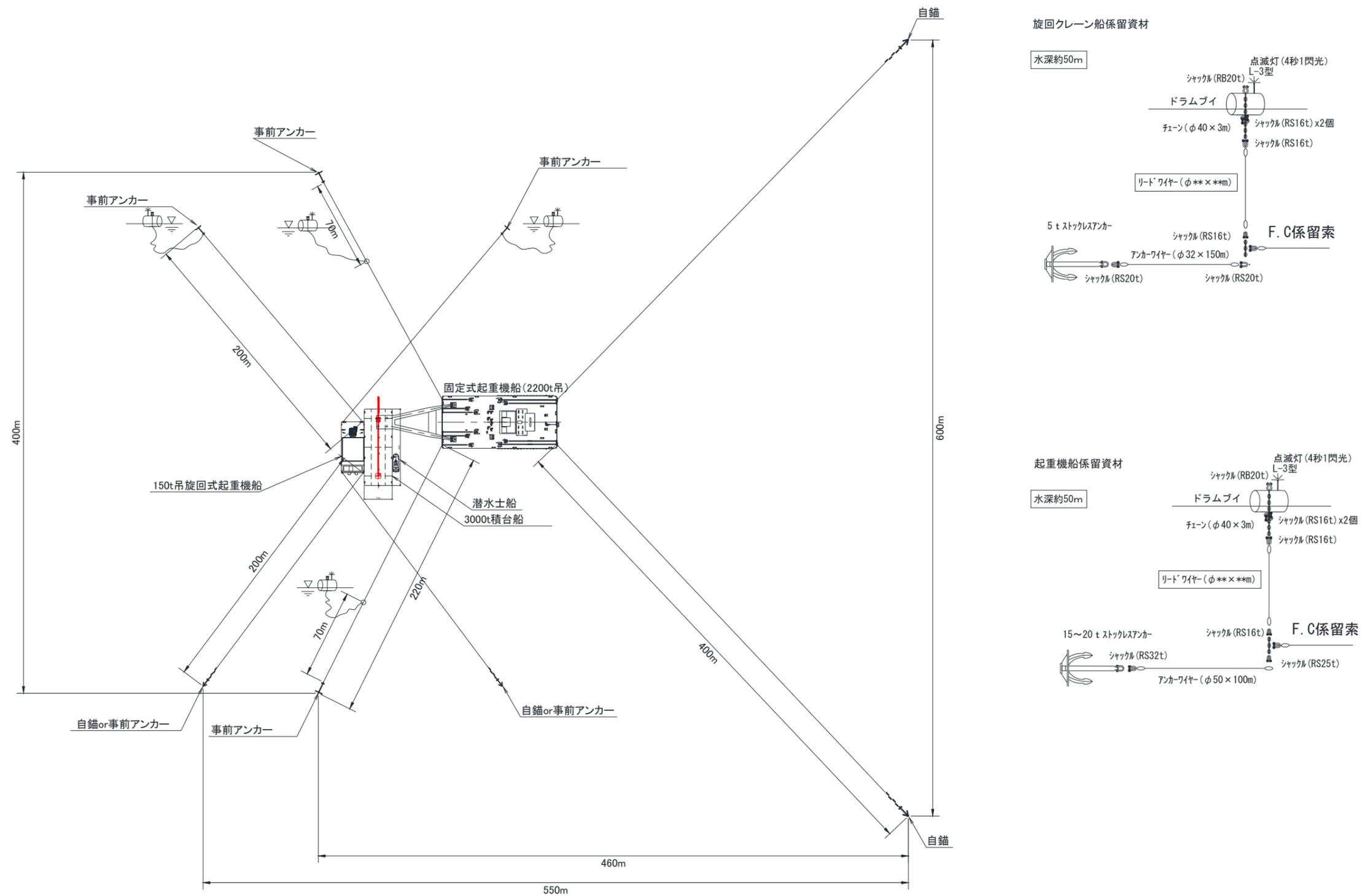


図 2.2-42 観測装置設置海域における作業船係留状況



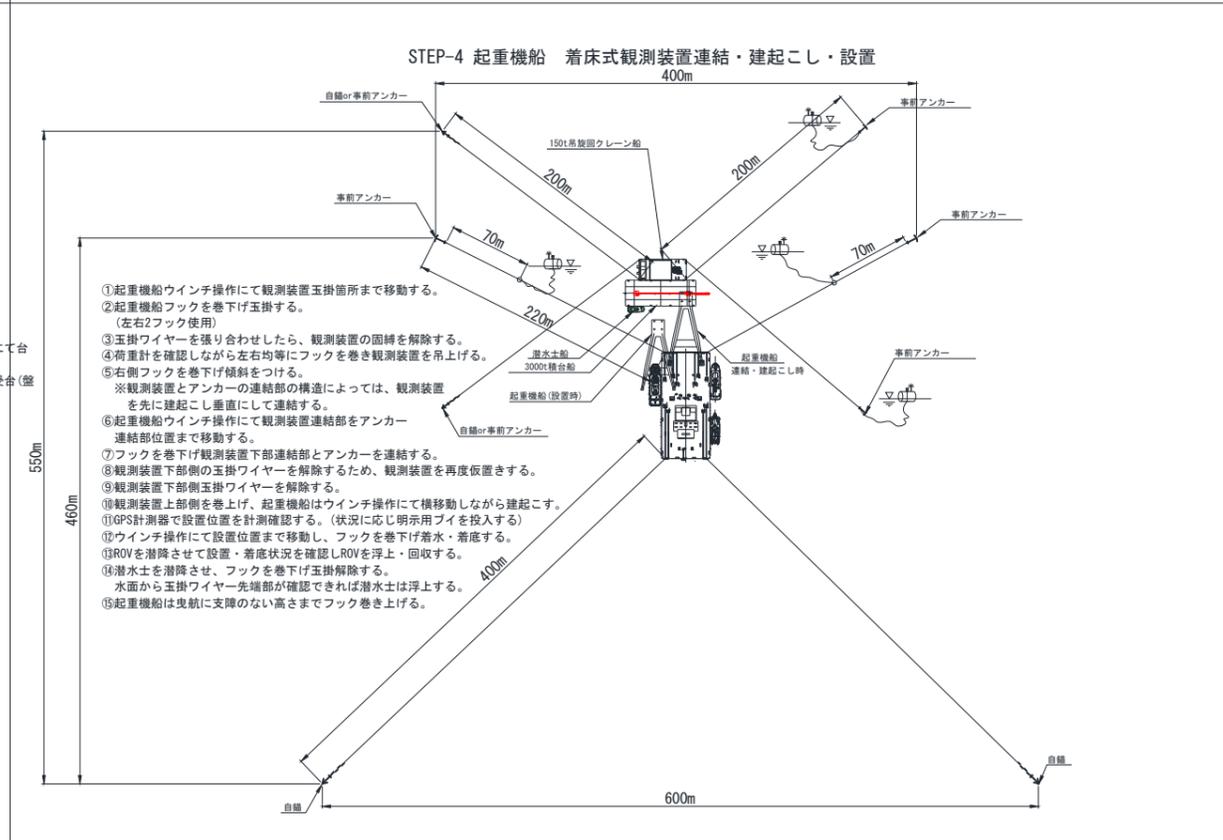
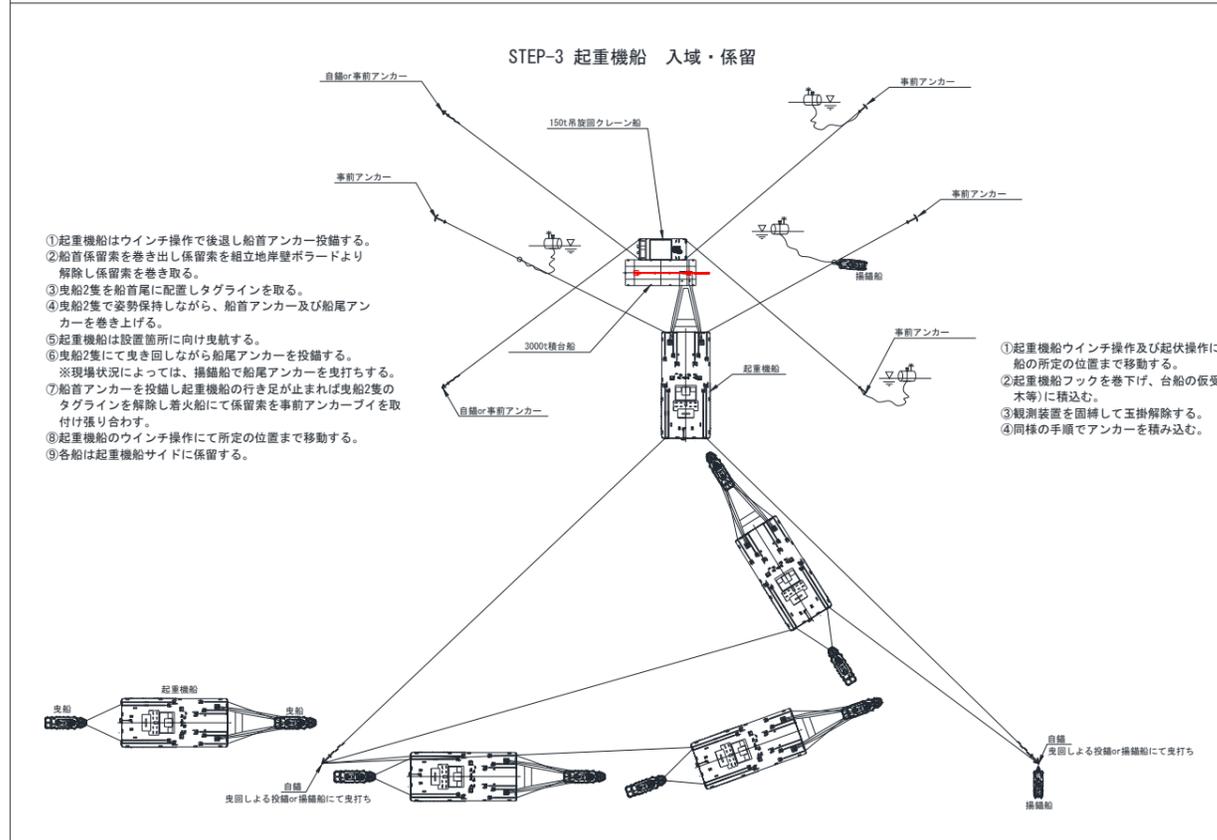
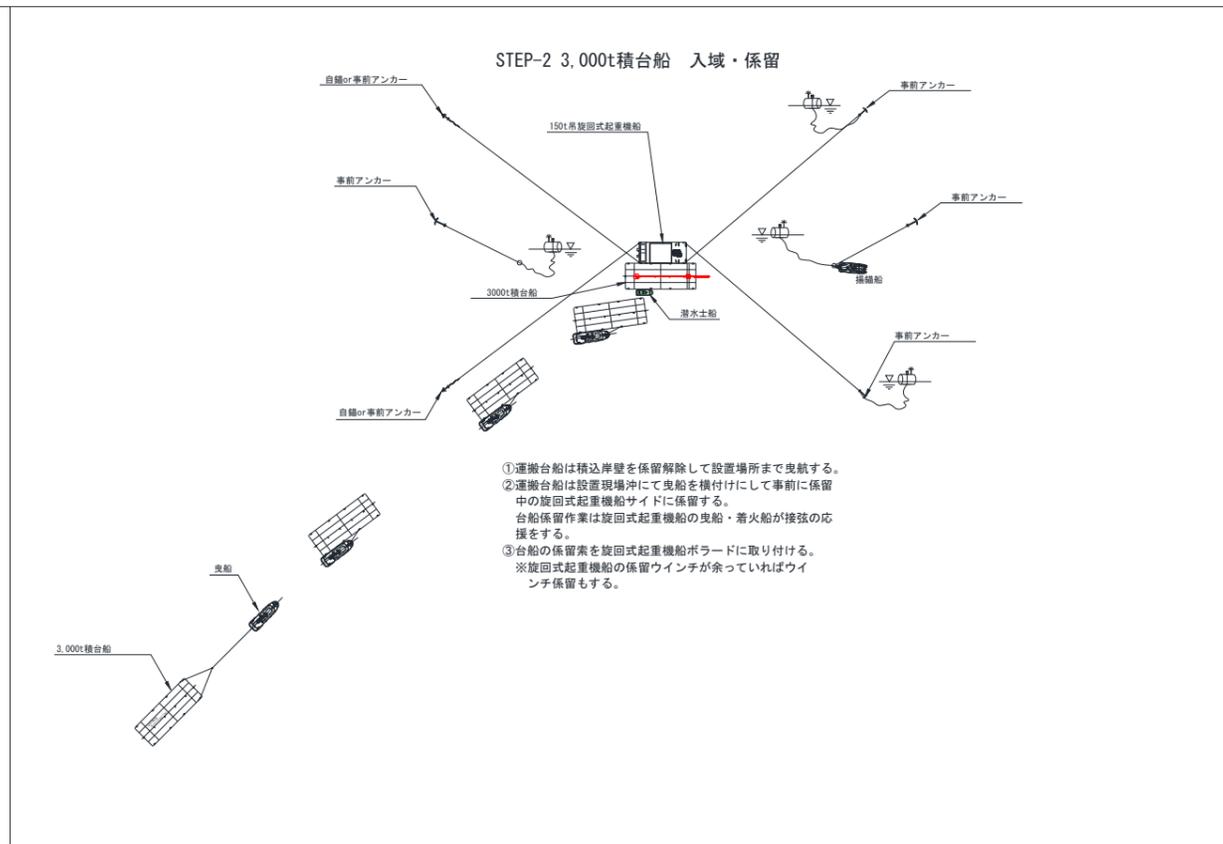
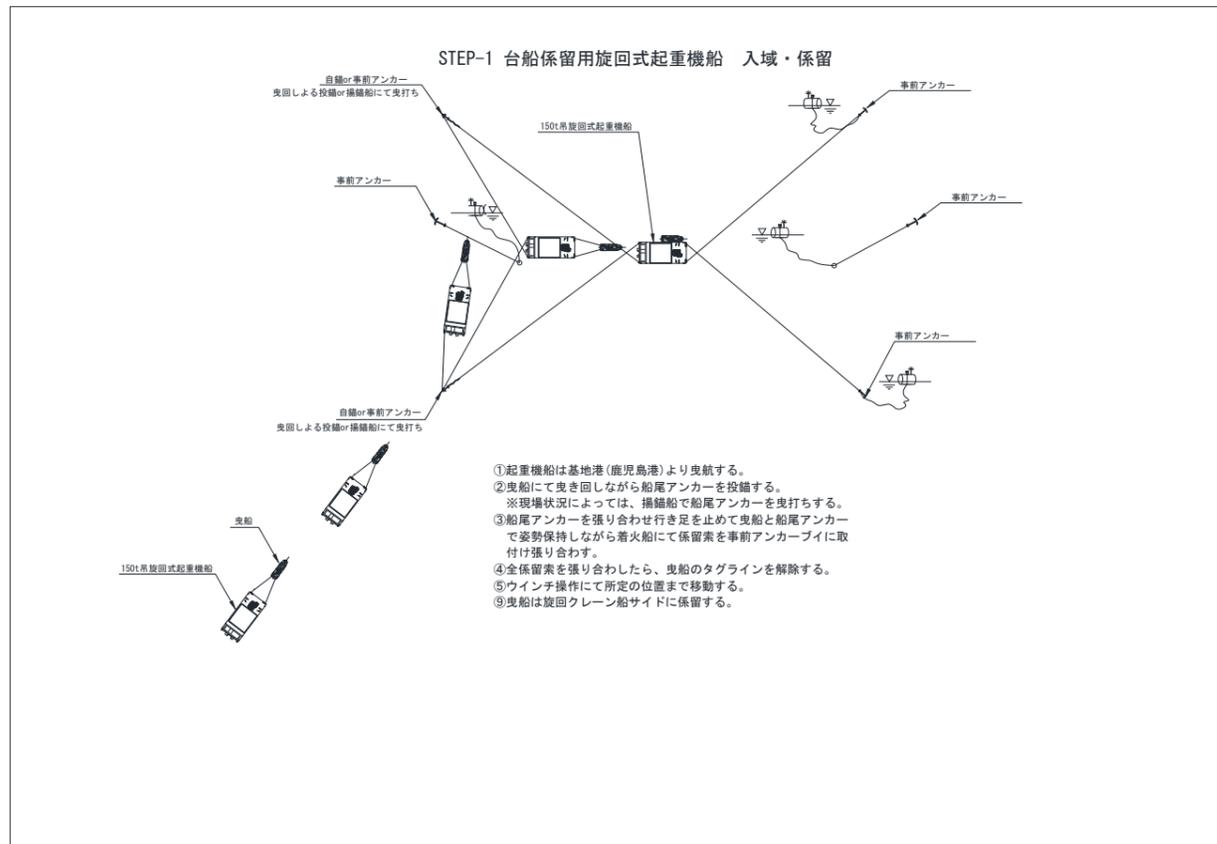


図 2.2-43 観測装置 設置ステップ



観測装置 連結・建起こし・設置時吊上げ要領図

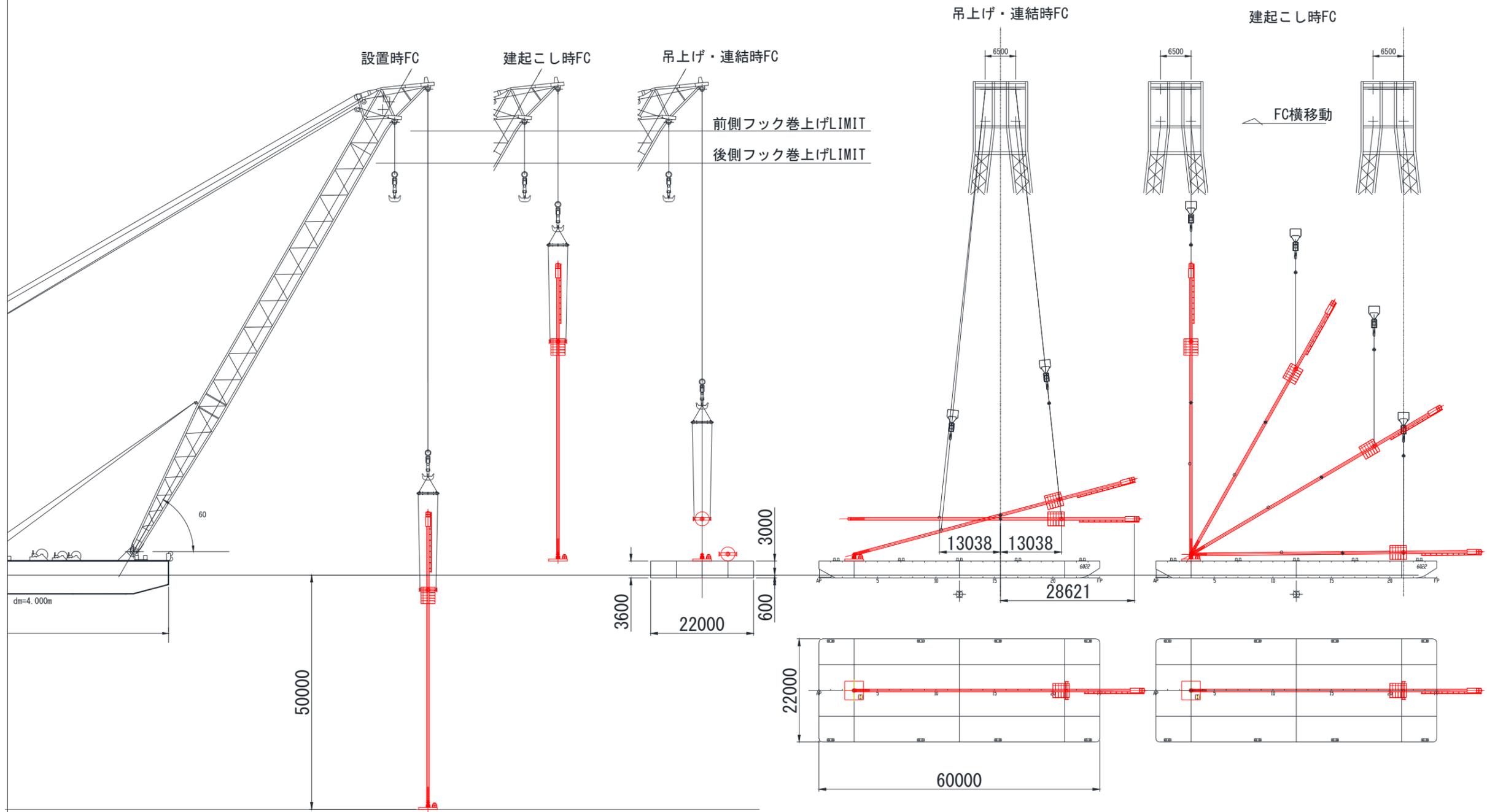


図 2.2-44 観測装置 連結・建て起し・吊り上げ要領



観測装置 連結・建起こし・設置時吊上げ STEP (その1)

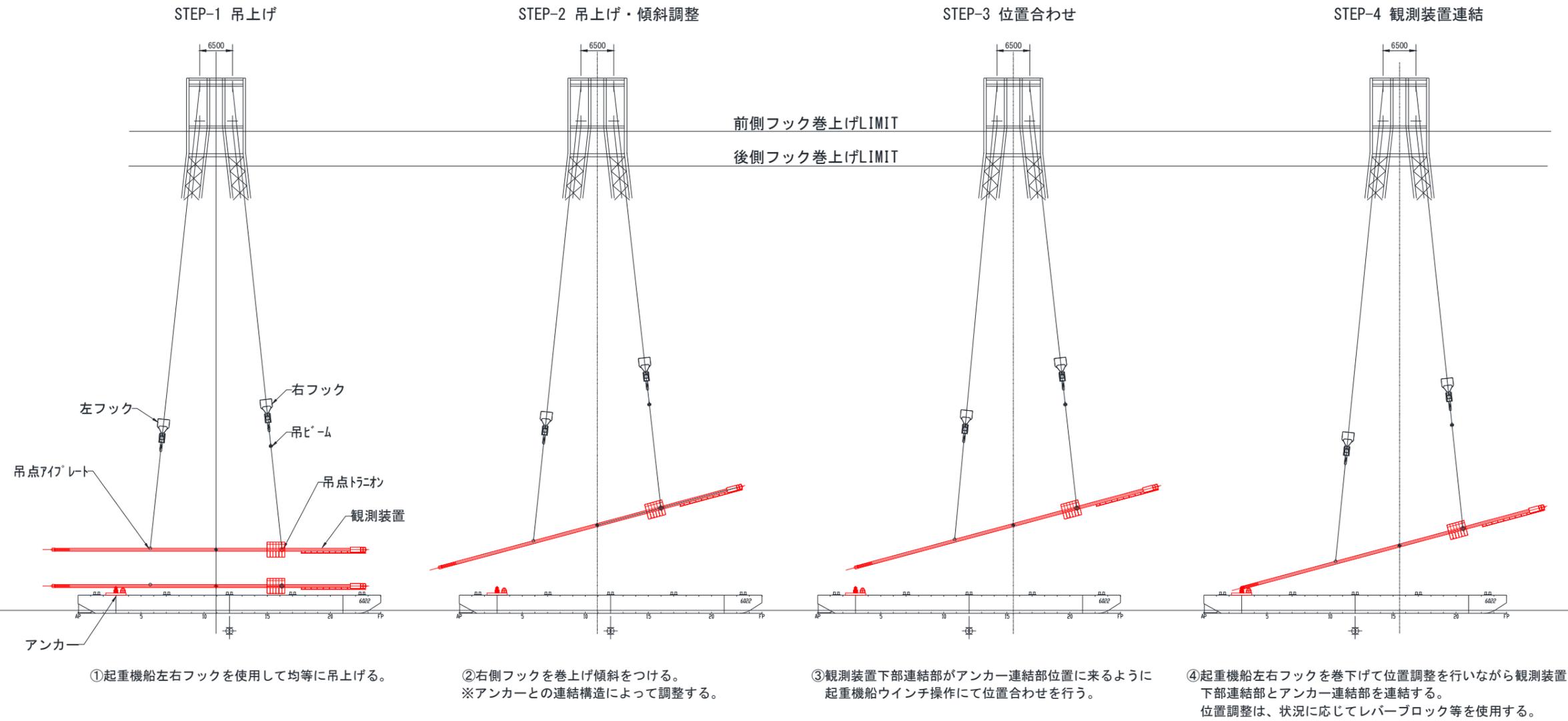


図 2.2-45 観測装置設置ステップ (その1)



観測装置 連結・建起こし・設置時吊上げ STEP (その2)

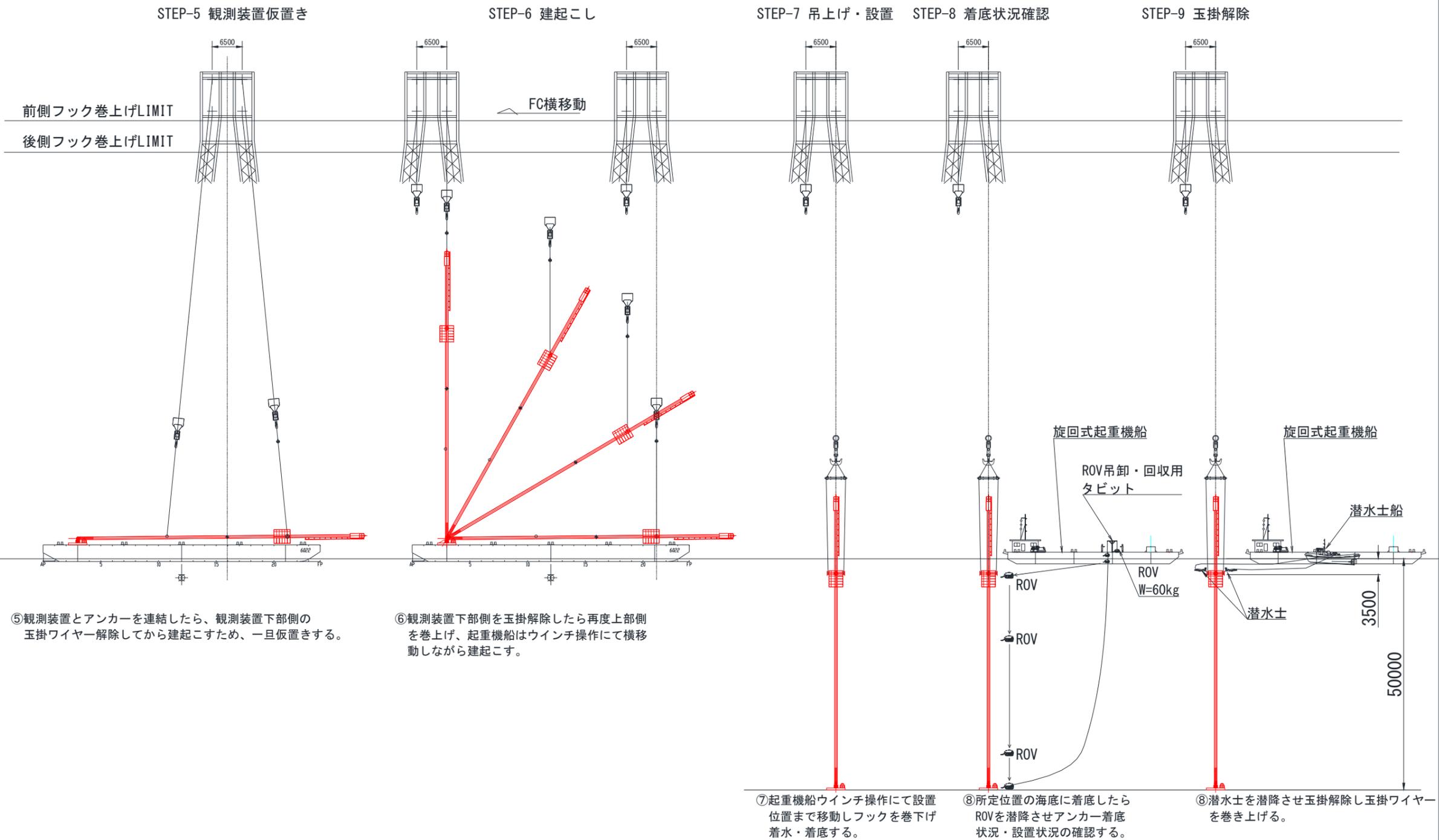


図 2.2-46 観測装置設置ステップ (その2)



1.5.2.10. 工程計画

観測装置設置に伴う現地作業の工程を表 2.2-35 に示す。

表 2.2-35 計画工程表（現地作業）

作業内容	日数																		備考	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17		
<b>【組立工事】</b>																				
ヤード整備・片付け(架台セット等)		■													■					
観測装置搬入 200t吊TC					■															
観測装置組立					■				※塗装が必要な場合は別途											
<b>【設置工事】</b>																				
2,200t吊FC回航(呉～鹿児島)									■										293海里	
吊具準備、片付け												■					■			
観測装置・アンカー台船積込												■								
2,200t吊FC曳航(積込～設置)														■					15海里	
観測装置・アンカー連結														■						
観測装置一体吊 設置														■						
2,200t吊FC曳航(設置～積込)														■					15海里	
2,200t吊FC帰航(鹿児島～呉)															■				293海里	
<b>【付帯工事】</b>																				
係留資材運搬									■									■		
設置地 係留準備(事前アンカー設置)											■				■					
3,000t積台船回航(長崎～鹿児島)											■				■				168海里	
150t吊旋回クレーン船曳航(鹿児島港)										■								■		

※休日・荒天等による予備日は含まず。標準で1か月程度の工期を見込む。



## 2. 海域観測に関する関係機関への交渉の進捗状況

原子力規制庁(2019)を参照して海域観測に関する関係機関のリスト(表 2.2-35)を作成した。設置予定地域は霧島錦江湾国立公園普通地域に区分されており、鹿児島県自然公園係を通して管轄の霧島錦江湾国立公園管理事務所への所定の届け出が必要である。また設置地域は海域であり船舶の通行があるため、船舶通航の保安に関する事柄は海上保安庁第10管区海上保安本部と協議を進める必要がある。さらに船舶通航だけでなく漁船の操業も行われる地域であることから、鹿児島県漁業組合連合会を通して漁業関係者との調整も必要である。海上自衛隊は鹿児島音響測定所における音響測定業務に関して、観測施設の設置作業に際しては事前に作業時期、作業に要する日数を海上自衛隊に通知の上、調整して決定する必要がある。

表 2.2-35 海域観測の関係機関リスト

環境省 九州地方環境事務所 霧島錦江湾国立公園管理事務所  
〒890-0068 鹿児島県鹿児島市東郡元町 4-1 鹿児島第2 地方合同庁舎 2F  
TEL 099-213-1811 FAX 099-251-2145

海上保安庁第10管区海上保安本部  
鹿児島海上保安部  
〒890-8510 鹿児島県鹿児島市東郡元町 4-1 鹿児島第2 地方合同庁舎  
TEL 099-250-9800

鹿児島県  
環境林務部自然保護課自然公園係  
〒890-8577 鹿児島市鴨池新町 10 番 1 号  
TEL 099-286-2759

海上自衛隊  
鹿児島音響測定所  
〒899-4501 鹿児島県霧島市福山町福山 3978  
TEL 0995-55-3319

鹿児島県漁業組合連合会  
〒892-0835 鹿児島市城南町 37-2  
代表電話番号・FAX TEL. 099-225-0611/FAX. 099-222-1408

#### f. まとめ

本節では海底地盤変動観測装置の検討を行った。

まずイタリア国を訪問し、想定される海底地盤変動観測装置と類似の装置について調査を行った。類似装置を製作した RESINEX 社では海底地盤変動観測装置類似の Elastic Buoy シリーズの構造と設計に関して聴取を行った。また類似装置を地中海ストロンボリ島で火山性津波の早期警戒センサーとして運用しているフィレンツェ大学では類似装置の運用について情報の収集を行った。

次に類似の装置の想定設置場所とそこで想定される環境条件を与えて、類似の装置の基本設計について検討を行った。海底のアンカーに直接観測塔が連結されるピラータイプ、海底のアンカーもワイヤーを介して観測塔が連結されるワイヤータイプ、そして先述の RESINEX 社の仕様のタイプの3つのそれぞれについて、それぞれ 100~300kg の搭載荷重を想定した場合の基本設計を行い、比較した。

RESINEX 社は想定設置場所の環境条件に合わせて RESINEX 社の標準設計を変更を加えた設計を示した。

また、3つのタイプのいずれも指定された搭載荷重の範囲では構造を変える必要のないことが示された。さらに3つのタイプのそれぞれについて動揺特性の検討も行われた。水波の入力に対する観測塔の応答変位特性を検討した結果、ピラータイプは観測塔部分の副次振動の影響がもっとも小さいことが示された。また3つのタイプのいずれも設置後の経年を重ねることによる連結部の年間摩耗量が、地盤変動として期待される年間垂直変動量と同じ規模であることが予測された。

さらに3つのタイプのいずれに対しても想定設置場所への輸送行程計画および設置作業工程について検討を行った。3つのタイプのいずれも同一の作業内容で対応できることが示された。また、設置作業工程の仕様に大きな影響を与えるのは想定設置場所の水深であることも示された。

以上のことから、海底地盤変動装置の目的に最も適している構造はピラータイプであると判断された。しかしながら観測精度を確保するためには、詳細設計に連結部の摩耗に対する何らかの対策を盛り込むことが必要であることが明らかになった。

## 参考文献

- 江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Muhamad HENDRASTO・味喜大介・園田忠臣・松島 健・内田和也・八木原 寛・王 彦賓・木俣文昭・宮島力雄・小林和典 (1997) 始良カルデラの地盤の再隆起 -1991年12月~1996年10月-, 京都大学防災研究所年報, 第40号 B-1, 49-60.
- Fujita, M., T. Ishikawa, M. Mochizuki, M. Sato, S. Toyama, M. Katayama, K. Kawai, Y. Matsumoto, T. Yabuki, A. Asada, O. L. Colombo (2006) GPS/Acoustic seafloor geodetic observation: method of data analysis and its application, *Earth Planets Space*, 58, 265-275.
- 原子力規制庁 (2019) 平成30年度原子力規制庁請負成果報告書 海底地殻変動観測に係る施設  
の設計・施工検討業務, 677pp.
- Omori, F., 1920, The Sakura-jima Eruptions and Earthquakes. I-VI. *Bulletin of the imperial Earthquake Investigation Committee*, VIII, 324-351.
- Spiess, F. N., (1985) Suboceanic geodatic measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 23, 502-510.
- Spiess, F. N., C. D. Chadwell, J. A. Hildebrand, L. E. Young, G. H. Purcell Jr., and H. Dragert (1998) Precise GPS/Acoustic positioning of seafloor reference points for tectonic studies, *Phys. Earth Planet. Intr.*, 108, 101-112.
- Yamamoto, K., Sonoda, T., Takayama, T., Ichikawa, N., Ohkura, T., Yoshikawa, S., Inoue, H., Matsushima, T., Uchida, K., nakamoto, M. (2013) Vertical Ground Deformation Associated with the Volcanic Activity of Sakurajima Volcano, Japan, during 1996-2010 as Revealed by Repeated Precise Leveling Surveys, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 58, 137-151.

### (3) 活動的カルデラのシミュレーションモデルによる火山性地殻変動の検討実施

本研究においては、平成 30 年度研究までに検証された噴火にともなうマグマ排出及びその前後におけるマグマ供給に対する粘弾性地殻変動モデルの振る舞いに従い(そこにおいては、定常的なマグマの供給により変動源の体積が時間とともに線形増加するとし、そのなかで噴火にともなうマグマ排出が瞬間的に生じることを仮定している)、始良カルデラ及びその周辺の測地観測を解析した。その結果、1914 年の大正噴火以降の地表面隆起の第一近似的な振る舞いは、以下の条件が満たされれば粘弾性モデルで説明できることがわかった：(1)厚さ～11 km の弾性地殻下の粘弾性地殻の有効粘性率は $\sim 5 \times 10^{18}$  Pa s、(2)その形状を回転楕円体で近似した変動源(シル状のマグマ定置)の深さは 11 km、その赤道半径は 2 km、(3)変動源が、大正噴火の～47 年前から $\sim 0.009$  km<sup>3</sup>/yr の割合で膨張し、大正噴火時には、噴出量 1.5km<sup>3</sup> (DRE)の約 4 分の 1 に相当する 0.4 km<sup>3</sup>の収縮が生じた。しかし、1975 年以降における測地観測とのより高次の整合性については、マグマ供給率の時間変化を導入することにより、さらに検討しなければならないことが明らかとなった。

#### (1) はじめに

地殻の粘弾性は様々な時空間スケールをもつ地球表面変動の重要な駆動メカニズムと考えられてきた (e.g., Savage and Prescott, 1978; Stephenson, 1984; Nakada and Lambeck, 1989; Mound and Mitrovica, 1998; Johnson and Segall, 2004; Bürgmann and Dresen, 2008)。特に火山地域における地殻変動については、その下にあると思われるマグマそれ自身、あるいはそれに影響を受けて高まった地温勾配により地殻の粘性率は有意に減じられているであろうから、地殻の粘弾性の効果を無視することはできないはずである(e.g., Dragoni, M., Magnanensi, C., 1989; Noonan and Chadwick, 2009; Segall, 2016, 2018; Yamasaki et al., 2018; Yamasaki and Kobayashi, 2018)。しかし、これまでの多くの研究においては、火山性地殻変動は地殻の弾性に従ってよく解析されてきた(e.g., Mogi, 1958)。実際、地殻の粘弾性を直接的に示す観測はないので、粘弾性モデルがより理にかなった説明を与えることの可能性を地球物理学的モデル・岩石学的モデルとの比較により検証していかなければならない。

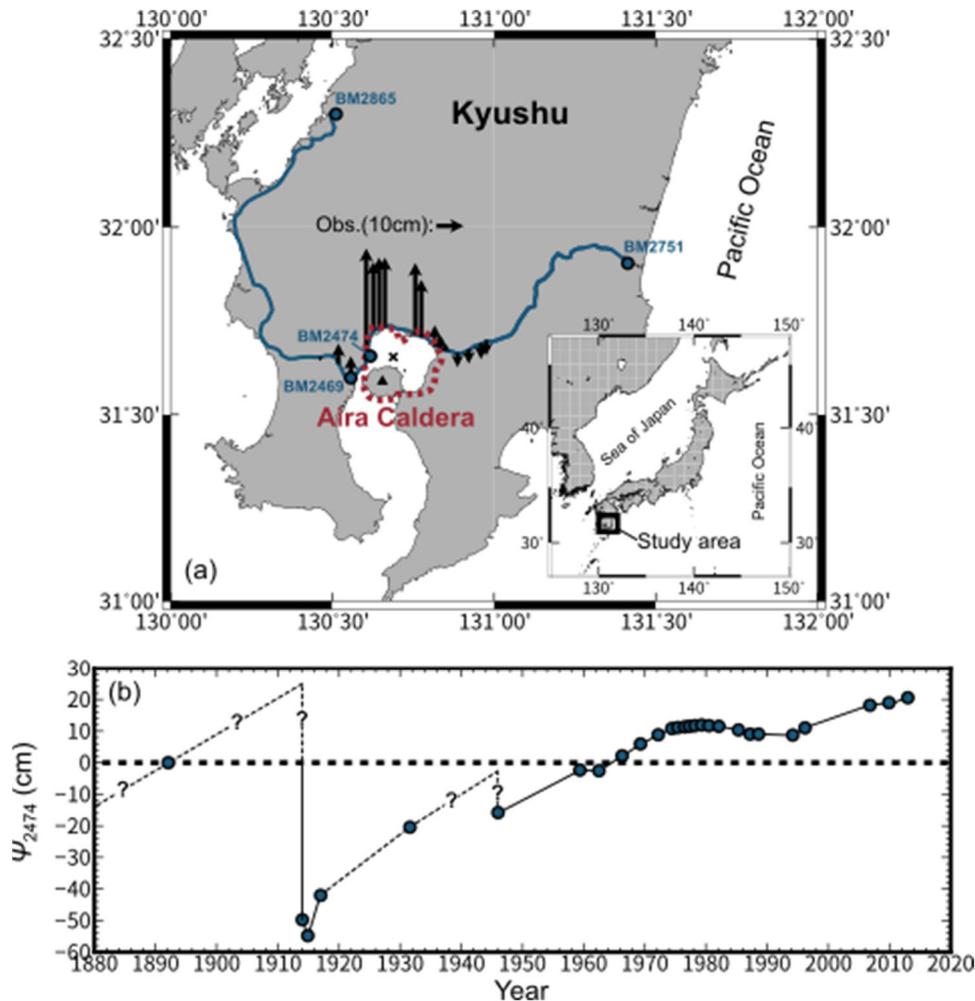


図 3.1 (a) 研究調査地域。青線は基準点 2751 から BM2865 へと至る水準測量ルート。黒の矢印は 1914-1934 の期間における鉛直変位量。赤の点線で示した始良カルデラの縁は Uto et al. (1997)にしたがった。(b) BM2474 における BM2469 に対する相対鉛直変位  $\psi_{2474}$  の時間変化；ただし 1982 年を時間変化の基準としている(e.g., Omori, 1916; Sassa, 1956; Eto et al., 1997; Yamamoto et al., 2013)。

H30 年度研究においては上部地殻へのマグマ供給とそこからのマグマ排出に対する線形マックスウェル粘弾性地殻の応答の一般的な振る舞いを記述し、その振る舞いを始良カルデラでの地殻変動観測に適用したが、その適用観測量はこれまで始良カルデラの変動として議論されてきた基準点 BM2474 における BM2469 に対する相対変位量(図 3-1)についてのみ注目していた。しかし、地表面の一点における上下変動観測のみで、粘弾性モデルパラメータを十分に制約しきれなかった。したがって、本年度研究においては始良カルデラおよびその周辺における鉛直変動の時空間分布(図 3.1)や、ごく限られた期間のみではあるが、GNSS 変位の水平成分も考慮して、H30 年度研究において検証した粘弾性モデルをさらに制約する。制約された粘弾性モデルと測地観測との整合性について議論し、今後の課題も明らかにする。

## (2) モデル説明

地殻上部におけるマグマの給排出に対する地殻・マン托ルの粘弾性応答は、並列化された3次元有限要素コード OREGANO\_VE (e.g. Yamasaki and Houseman, 2012ab; Yamasaki et al., 2014; Yamasaki and Houseman, 2015; Yamasaki et al., 2018; Yamasaki and Kobayashi, 2018; Yamasaki et al., 2020)を用いて解析した。上部地殻への定常的なマグマ供給により変動源が一定の割合で膨張しているとし、そのなかで噴火にともなう変動源の収縮(マグマの排出)が瞬間的に起こることを考える。モデルの設定、そのサイズや力学的境界条件等については、H30年度研究と同じである；本研究で用いた3次元モデルの概要については Yamasaki et al. (2020)の Fig. A1(a)を参照のこと。

モデルは地殻とマン托ルの成層構造とし、それぞれの厚さは、 $Z_c = 40$  km (e.g., Alanis et al., 2012)、 $Z_m = 60$  km とする。モデルの全領域には一様な弾性定数 (ポアソン比  $\nu = 0.25$ 、剛性率  $\mu = 3 \times 10^{10}$  Pa) を持つ線形マックスウェル粘弾性構成式を適用する。モデルはまた力学的二層構造とする。地殻最上部の厚さ  $H$  の層には非常に高い粘性率を与え、それが弾性層として振る舞うようにする。その弾性地殻の下には粘弾性地殻・マン托ルがあるとする。粘弾性地殻は一様な粘性率  $\eta_c$  を持つ。マン托ルも同様に一様な粘性率  $\eta_m$  を持つとするが、その値は  $\eta_c$  と同じであるとする。このようにマン托ルの粘性率を地殻の粘性率と同じであるとする仮定について、Yamasaki et al. (2018)は変動源が上部地殻にある場合にマン托ルの粘性率が粘弾性地殻の振る舞いに有意な影響を与えないことを確認している。

始良カルデラ下のレオロジー構造は実際にはもっと複雑で不均質なものかもしれない。しかし Yamasaki and Kobayashi (2018)は、変動源の水平幅の数倍程度のスケールを持つ不均質性がマグマ貫入に対する粘弾性応答の振る舞いに有意な影響を与えないことを明らかにしている。つまり、本研究で設定している簡略化したレオロジー構造は始良カルデラ近辺の構造を示したもので、そこから遠く離れたところのレオロジカルな不均質性は、もしかするとあるかもしれないが、それによる影響は有意なものではないことになる。

上部地殻に定置する変動源(マグマ)の形状を長径が水平軸となる回転楕円体であると仮定し、その赤道半径を  $W$ 、赤道面の深さ  $D$  を変動源の深さとする。Hickey et al. (2016)は始良カルデラ下の変動源の形状について 1996-2007 年の GNSS 変位との整合性を検証しているが、長径が水平軸となる回転楕円体を変動源とした場合に GNSS 変位を最もよく再現するとしている。他の変動源の形状についてもその適用性を検討する必要があるが、ここでは、長径が水平軸となる回転楕円体を仮定し、その始良カルデラ変動への適用性をさらに検証することにする。

マグマは、弾性層の最も深いところに定置する(つまり  $D = H$ )と仮定する。その深さは概ね脆性-塑性境界の深さに相当する (e.g., Watts, 2001; Pollitz and Sacks, 2002; Watts and Burov, 2003; Yamasaki et al., 2008)。地殻内を上昇してきたマグマは脆性-塑性境界などの応力勾配の変化が生じる深さに達すると水平方向に広がる傾向をもつので、ちょうどその辺りの深さでマグマが定置すると考えられる(e.g., Parsons et al., 1992; Hogan and Gilbert, 1995; Rubin, 1995; Watanabe et al., 1999; Burov et al., 2003)。そのような力学的境界としては、モホ面、もし上部地殻と下部地殻が異なる組成の岩石で構成されている場合は上部・下部地殻の境界も考えられる

が、日本の島弧のように地温勾配が比較的高い地域下においてはこれらの力学的境界は明瞭でなく、したがってそれらの境界でのマグマ定置も有意なものではないかもしれない。

しかしマグマが他の深さで定置する可能性も否定できないので、本研究においてマグマ定置は常に弾性層の最も深いところで生じるとするが、測地観測から制約されたマグマ定置の深さ(つまり弾性層の厚さ)を地震発生深度の上限と比較することにし、マグマ定置の深さに関する仮定を検証することにする。

Yamasaki et al. (2018)は、マグマ貫入が弾性層の最も深いところで生じた時に、それに対する粘弾性応答による地表面の変動速度が最も大きくなることを明らかにしている。したがって、本研究においては粘弾性緩和の効果が最も大きく現れるとした場合で粘弾性モデルを制約することになる。

変動源の中心は Mogi (1958)において大正噴火時の変動から制約された中心座標：(130.689 E, 31.654 N)に置くことにする。その座標位置は Iguchi et al. (2008)において 1996-2007 年の期間における GNSS 変位から制約された変動の中心座標：130.688 E, 31.641 N とほぼ同位置である。

シル状に定置したマグマ(変動源)の中心での厚さ  $d'_c$  ( $= d_c / d_{c0}$ 、ここで  $d_{c0}$  はマックスウェル緩和時間  $\tau_c = \eta_c / \mu$  の期間における変動源の中心での厚さ増分)の時間変化を図 3.2 に示す。噴火前後における  $d'_c$  は次の式に従う：

$$d'_c = t' \quad (1)$$

ここで  $t'$  はマックスウェル緩和時間で規格化された無次元時間である。マグマの供給による  $d'_c$  の増加は時間  $t' = 0$  に始まり、時間とともに線形増加し、時間  $t' = 1$  つまり  $t = \tau_c$  に、 $d'_c$  は 1、つまり  $d_c = d_{c0}$  になる。地表面の変位量  $U$  は  $d_{c0}$  でスケーリングされる。

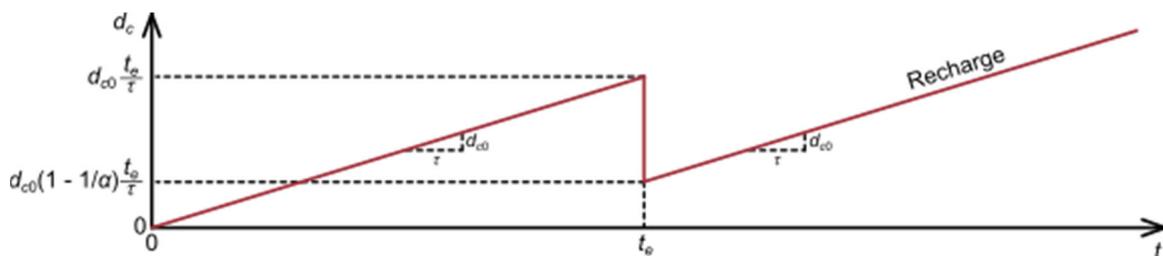


図 3.2 回転楕円体変動源(シル状のマグマ貫入)の中心での厚さの時間変化

時間  $t' = t'_e$  において噴火が瞬間的に起こり、それにより  $d'_c$  はマグマ排出により瞬間的に  $(1 - 1/\alpha)t'_e$  に減じられる。ここで  $\alpha$  は無次元定数で、膨張した変動源のどれだけの体積量が、噴火時に収縮するのかを規定するパラメータである；例えば、 $\alpha = 1$  の場合、時間 0 から膨張した変動源のすべての体積量が噴火時に収縮するという。  $\alpha = 10$  の場合は、時間 0 から膨張した体積量の 10% だけが噴火時に収縮するという。

噴火後の時間  $t' > t'_e$  においては  $d'_c$  が再び線形増加するが、その傾きは噴火前のそれと同じであるとする。

時間 0 において地殻・マンツルの応力状態は平衡であると仮定する。マグマの定置と蓄積はもっと以前からはじまっており、ここで考える時間 0 のときにはすでに有意な量のマグマが溜まっていたのかもしれない。しかし時間 0 以前のマグマ定置と蓄積に対して、粘弾性地殻は完全に緩和しているものとする。

### (3) 解析結果

粘弾性モデルの制約は、まず、H30 年度と同じように、BM2474 における BM2469 に対する鉛直相対変位の時間変化  $\psi_{2474}$  (1982 年からの増分量) を用いることにする。  $\psi_{2474}$  の特徴から以下の 2 つを粘弾性モデルの制約条件とする。

1914 年噴火時の  $\psi_{2474}$  は  $\sim -50$  cm であったと観測されている。その後 1915 年における測量によりさらに  $\sim 5$  cm ほど沈降しているが、この 1914 年噴火後のさらなる沈降は地表面へのマグマ噴出にともなったものではないので、マグマ溜まりから浅い火道へのマグマ給送によると説明できるかもしれない (Araya et al., 2019)。本研究においては、1914-1915 年における地表面や浅部火道へのマグマ排出に対して地殻は弾性応答したのと考え、1914 年噴火時の変動量を  $\psi_{2474} = -55$  cm とする。

$\psi_{2474}$  は 1914 年噴火直後に負の値を持つようになったが、その 50 年後の 1964 年頃には、ゼロに回復していることがわかる (図 3.1)。1946 年には昭和噴火が起きているが、それにとまなう地表面沈降を無視すると、 $\psi_{2474}$  の回復は 1964 年よりも前であることが期待される。また、1946 年噴火におけるマグマ噴出量は 1914 年のその 10 分の 1 程度であり、そのことは、1914 年噴火時の沈降と単純に比較すると、1946 年噴火による地表面沈降量は  $\sim 5.5$  cm 程度であると予想されるので、 $\psi_{2474}$  の回復が 1946 年よりも後であることが期待される。したがって本研究では  $\psi_{2474} = 0$  に回復するのは 1914 年の 40 年後であると仮定して、それをさらなる制約条件として用いることにする。

上述の 2 つの制約条件：(1) 1914 年の噴火時に  $\psi_{2474} = -55$  cm、(2) 1914 年噴火の 40 年後の 1954 年に  $\psi_{2474} = 0$  cm、を同時に満たすように制約されたモデル変数を図 3-3 に示す。モデル変数はマグマ定置の深さ  $D$  の関数として、それぞれ 5 つの異なるシル状定置マグマの赤道半径  $W$  の値の場合で示している。エラーバーは、地殻の粘性率  $\eta_c$  を  $1 \sim 10 \times 10^{18}$  Pa s の範囲で変化させたときに、それぞれの変数が持ちうる値の範囲を示している。

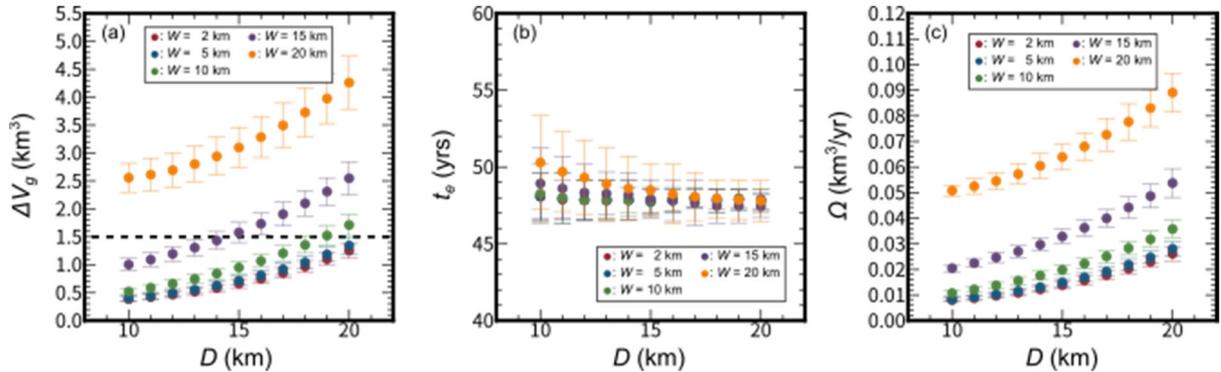


図 3.3 始良カルデラで制約されたマグマ定置の深さ  $D$  に依存したモデルパラメータの値 : (a) 測地観測が求める 1914 年噴火時の力源の収縮体積  $\Delta V_g$  ( $\text{km}^3$ )、(b) 1914 年噴火より何年前からマグマ供給が始まっていたのかを表すパラメータ  $t_e$  (yr)、(c) 変動源の膨張率  $\Omega$  ( $\text{km}^3/\text{yr}$ )。エラーバーは粘弾性地殻の粘性率  $\eta_c = 1 \cdot 10 \times 10^{18}$  Pa s の範囲を与えたときにそれぞれのパラメータが持ちうる値の範囲を示している。  $W =$  (赤) 2 km, (青) 5 km, (緑) 10 km, (紫) 15 km, (橙) 20 km。  $\alpha = 1$ 。図 3-3(a)の点線は大正噴火時のマグマ噴出量  $1.5 \text{ km}^3$  (DRE) (e.g., Ishihara et al., 1981)。

図 3.3(a)は測地的に求められる 1914 年噴火時の変動源の体積収縮量( $\Delta V_g$ ,  $\text{km}^3$ )を示している。時間 0 から 1914 年噴火までに膨張した変動源の全ての体積量が収縮される場合の結果である(つまり  $\alpha = 1$  を仮定している)。 $\Delta V_g$  はより大きな  $D$  や  $W$  で、より大きくなることがわかる。

図 3.3(b)は予測された  $t_e$  (yr)、つまり 1914 年噴火の何年前からマグマ供給により変動源が膨張し始めていたのかを示している。 $t_e$  の取りうる値の範囲は小さい;  $\sim 45$  年と  $\sim 55$  年の間に限定されている。しかし、その僅かな範囲内において、 $t_e$  は系統的に  $D$  に依存していることがわかる;  $t_e$  はより大きな  $D$  でより小さくなる。

図 3.3(c)は制約された変動源の膨張率( $\Omega$   $\text{km}^3/\text{yr}$ )を示している。 $\Omega$  はより大きな  $D$  や  $W$  でより大きくなる。

これら 3 つのモデルパラメータ( $\Delta V_g$ ,  $t_e$ ,  $\Omega$ )に関する観測量は  $\Delta V_g$  についてのみである。1914 年噴火時に地表面に実際に噴出したマグマ量  $V_m$  は  $\sim 1.5 \text{ km}^3$  (DRE) と測られており (Ishihara et al., 1981)、それを点線で図 3-3(a)に示してある。ここで、マグマの圧縮性を考慮すると、 $V_m$  より小さい  $\Delta V_g$  を予測するモデルのみが制約されることになる(e.g., Rivalta and Segall, 2008; Kozono et al., 2013; Kilbride et al., 2016)。しかし、 $\Delta V_g > V_m$  を予測するモデルは適当ではない。

残り 2 つのパラメータ  $t_e$  と  $\Omega$  に関する直接的な観測量はなく、 $\Delta V_g \leq V_m$  を予測するモデル以上の制約を与えることができない。そこで、本研究においては鉛直変位の時空間分布を用いてモデルをさらに制約することを試みる。

国土地理院所蔵の水準測量データ(Technical reports of the Geospatial Information Authority of Japan, B3-No.1-52)を再解析したものをを用いる(平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書「火山影響評価に係る技術知見の整備」、産業技術総合研究所)。BM2751 と BM2865 との変動差が 0 となるように、両者における変動差を測量線に沿って線形補間して、それぞれの基準点での変動量から差し引かれている。この操作により図 3.1(b)に示す  $\psi_{2474}$  が受ける影響は、数 mm 以下である。

ここでは大正噴火後の最初の～20 年間の、1914-1932(-1926)年の期間における変動量を使ってモデルを制約する；大正噴火後に最も大きな変動量を見せるのがその期間である。その観測量との整合性は二乗平均平方根  $\varepsilon$  (Root Mean Square: RMS)により評価する：

$$\varepsilon = \left\{ (1/N) \sum (Q_o - Q_p)^2 \right\}^{0.5} \quad (2)$$

ここに  $Q_o$  は観測量で、 $Q_p$  はモデル予測量、 $N$  は予測量と観測量とを比較する基準点の数とする。変動の中心から 30km 以内の範囲におけるデータのみを制約に使う；したがって  $N=17$  とした。

図 3.4 にはそれぞれ与えた  $W$  の値ごとの  $\log_{10}(\varepsilon)$  のコンター図を  $\eta_c - W$  空間でプロットしている。 $W$  や  $\eta_c$  が大きいほど式(2)で決められる RMS 値である  $\varepsilon$  は大きくなる。しかし、 $W=2$  km や 5 km の場合、 $\varepsilon$  は、 $D = \sim 10$  km,  $\eta_c = \sim 5 \times 10^{18}$  Pa s あたりで最小値を持つようになる。そして  $\varepsilon$  は  $W=2$  km,  $D=11$  km,  $\eta_c = 5 \times 10^{18}$  Pa s の時に、最も小さな値( $\varepsilon = 2.14$ cm)を持つ。

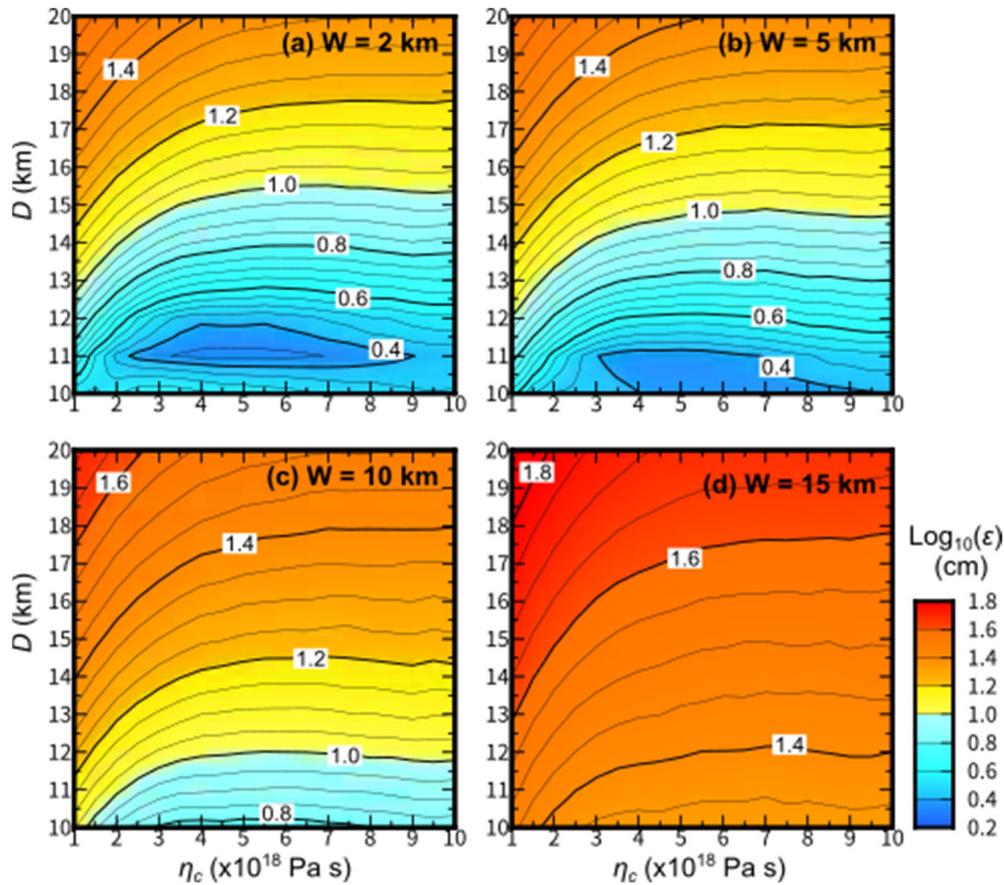


図 3.4 式(2)で定義される 1914-1932(-1936)間の鉛直変動量に関する二乗平均平方根(Root Mean Square)  $\epsilon$  のコンター図 ;  $\log_{10}(\epsilon)$  の等値線を変動源の深さ  $D$  と地殻の粘性率  $\eta_c$  の関数としてプロットしている。  $W =$  (a) 2 km, (b) 5 km, (c) 10 km, (d) 20 km。  $\alpha = 1$ 。  $D$ ,  $W$ ,  $\eta_c$  の組み合わせに対するモデルパラメータ  $t_e$ ,  $\Omega$  の値は図 3.3 を参照。

$\epsilon$  が最小値となるモデルの鉛直変動予測量を、大正噴火後の各時間間隔における観測量とを比較して、図 3.5 に示す。時間間隔 1914-1934(-1936)、1968-1975(1976)、1997-2005(-2007)における  $\epsilon$  は数 cm 以下と、フィッティングは非常に良いことがわかる(図 3.5(b)(d)(f))。

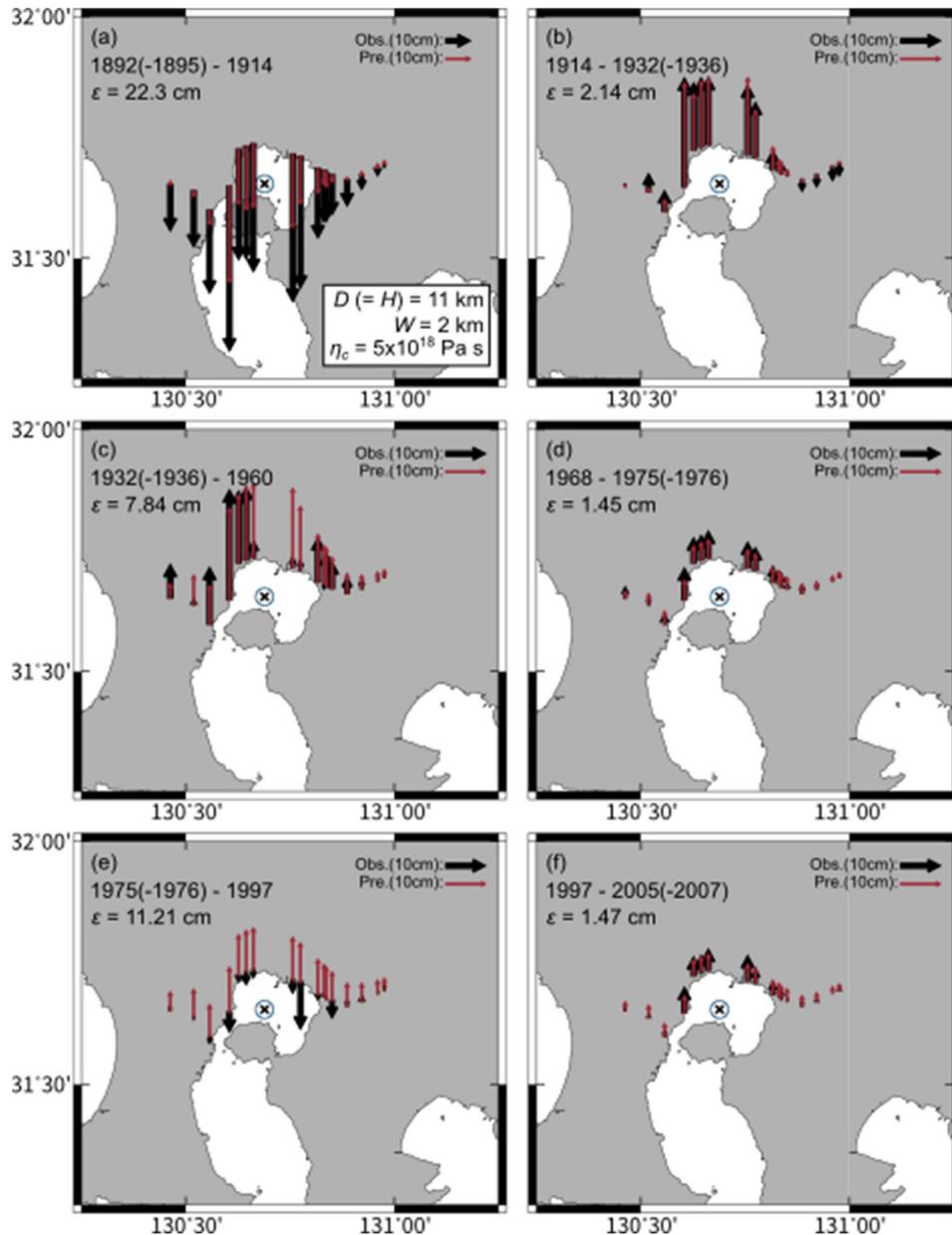


図 3.5 大正噴火後の鉛直変動の空間分布。黒色の矢印が観測量で、赤色の矢印が予測量。  $D = H = 11 \text{ km}$ ,  $W = 2 \text{ km}$ ,  $\eta_c = 5 \times 10^{18} \text{ Pa s}$ ,  $t_e = 47 \text{ yr}$ ,  $\Omega = 0.009 \text{ km}^3/\text{yr}$ ,  $\alpha = 1$ 。(a) 1892 (-1895) ~ 1914, (b) 1914-1932(-1936), (c) 1932(-1936)-1960, (d) 1968-1975(-1976), (e) 1975(-1976)-1997, (f) 1997 ~ 2005 (-2005)。青の丸はシル状マグマ定置の水平広がりを投影したものの。

時間間隔 1932(-1936)-1960 においては(図 3.5(c))、 $\epsilon = 7.84 \text{ cm}$  である。特に 5 地点における観測変動量が小さくそのうちの 1 点は沈降を観測しているが、そのことが  $\epsilon$  値を高めている。これらの地点の観測量は局地的な変動を反映していると思われ、実際にこれら 5 地点の観測を無視すると、 $\epsilon$  の値は  $\sim 2 \text{ cm}$  にまで減じられる。

また、時間間隔 1975(1976)-1997 においては(図 3.5(e))全体的に地表面の沈降が観測されているが、本研究で仮定しているように変動源が一定の割合で膨張している場合に地表面は変動源の膨張と粘弾性緩和との均衡を保つ傾きで隆起するだけなので、本研究のモデル設定ではこの期間の観測を説明することができない。

大正噴火直後の 1892 年との相対沈降量は観測量が予測量を大きく上回っていることがわかる(図 3.5(a))。粘弾性モデルは大正噴火以降の変動量により制約したわけだが、つまり大正噴火以降の変動は大正噴火時に観測された沈降量を満たすだけの変動源の体積収縮を要請しないことがわかる。大正噴火時には同時に M7 クラスの桜島地震が起こっているが(e.g., Abe, 1981)、それにとまなうさらなる地表面変動が観測量に含まれているのかもしれない。

$\alpha = 1$  のもとで制約した最適モデルにより、 $\Delta V_g = \sim 0.4 \text{ km}^3$ 、 $t_e = \sim 47$  年、 $\Omega = \sim 0.009 \text{ km}^3/\text{yr}$  と制約される(図 3.3)。その最適モデルが予測する  $\psi_{2474}$  の時間変化は、また、第一近似的には観測量との良い一致を見せている(図 3.6)。

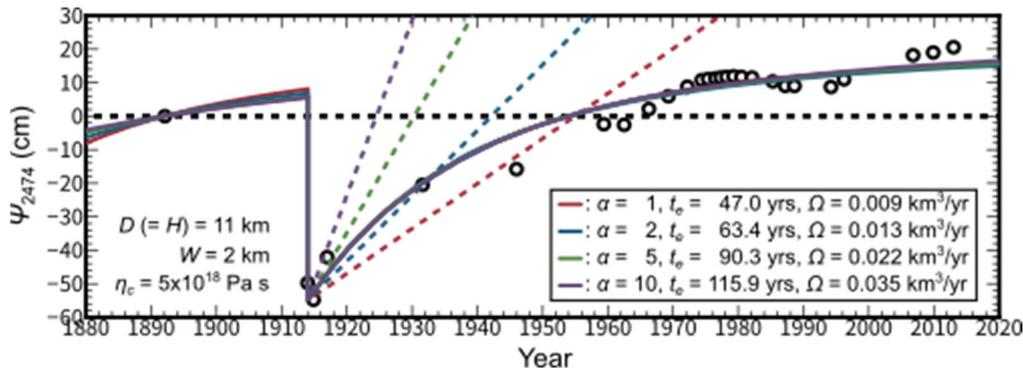


図 3.6  $\psi_{2474}$  の時間変化。  $D = H = 11 \text{ km}$ 、 $W = 2 \text{ km}$ 、 $\eta c = 5 \times 10^{18} \text{ Pa s}$ 。(赤)  $\alpha = 1$ 、 $t_e = 47 \text{ yr}$ 、 $\Omega = 0.009 \text{ km}^3/\text{yr}$ 、(青)  $\alpha = 2$ 、 $t_e = 63.4 \text{ yr}$ 、 $\Omega = 0.013 \text{ km}^3/\text{yr}$ 、(緑)  $\alpha = 5$ 、 $t_e = 90.3 \text{ yr}$ 、 $\Omega = 0.022 \text{ km}^3/\text{yr}$ 、(紫)  $\alpha = 10$ 、 $t_e = 115.9 \text{ yr}$ 、 $\Omega = 0.035 \text{ km}^3/\text{yr}$ 。点線は大正噴火以降の弾性体モデルの振る舞い；モデルパラメータは最適粘弾性モデルに従う。

大正噴火時にすべてのマグマが排出されるわけではない。時間 0 から  $t_e$  までの間に膨張した変動源の体積量の 50% ( $\alpha = 2$ )、20% ( $\alpha = 5$ )、10% ( $\alpha = 10$ )の体積収縮が生じる場合の  $t_e$  と  $\Omega$  とを制約した；そこにおいては他のパラメータは  $\alpha = 1$  のもとで制約した最適モデルの値を固定して用いた。より多くの割合で体積収縮が生じた場合に  $t_e$  と  $\Omega$  はより大きな値となる。しかし  $\psi_{2474}$  の振る舞いそれ自体は  $\alpha$  の値にはほとんど依存しない。

図 3.6 にはまた、大正噴火以降の弾性モデルの振る舞いを点線で示す； $\Omega$  の値は、粘弾性モデルのそれぞれの  $\alpha$  の値で制約されたものを用いている。 $\alpha = 1$  や 2 の場合には大正噴火後の比較的早い段階において粘弾性モデルの地表面回復が早い、その後は弾性モデルの回復が大きく上回ってくる。この場合において観測量に弾性モデルを適用すると噴火後の早い段階においては変動源へのマグマ供給量を過剰評価してしまい、またその後の段階においては過小評価してしまうことを意味している。

一方、 $\alpha = 5, 10$  の場合は噴火後のどの段階においても弾性モデルの観測量への適用は、マグマ供給量は過小評価してしまう。溜められたマグマの小さい割合のみが噴火時に排出された場合、それに対する粘弾性地殻の応答は地表面のさらなる沈降を生じさせることになる。そのため弾性モデルと粘弾性モデルとの差は非常に大きくなってしまう。

$\alpha$  の値については噴火後の 1914-1934(-1936)の期間における鉛直変動の空間分布を用いて制約したが、 $\alpha = 1$  でないとそれらを説明できないことがわかった。つまり噴火前の~47年間に溜められたほとんどすべてのマグマが排出されなければならない。 $\alpha = 1$  の場合の粘弾性モデルはまた 2020 年の時点で弾性モデルが推定する~6 倍ほどの変動源の膨張を予測することになる。

以上では、大正噴火以降の~100 年以上にもわたる水準測量、つまり変動の鉛直成分により粘弾性モデルを制約したが、その最適モデルが変動の水平成分をどれほど説明できるのかを確認しておくことは重要である。ここでは、1996-2007 年の期間における GNSS 変位(Iguchi et al., 2008)を用いてその検証を行う。

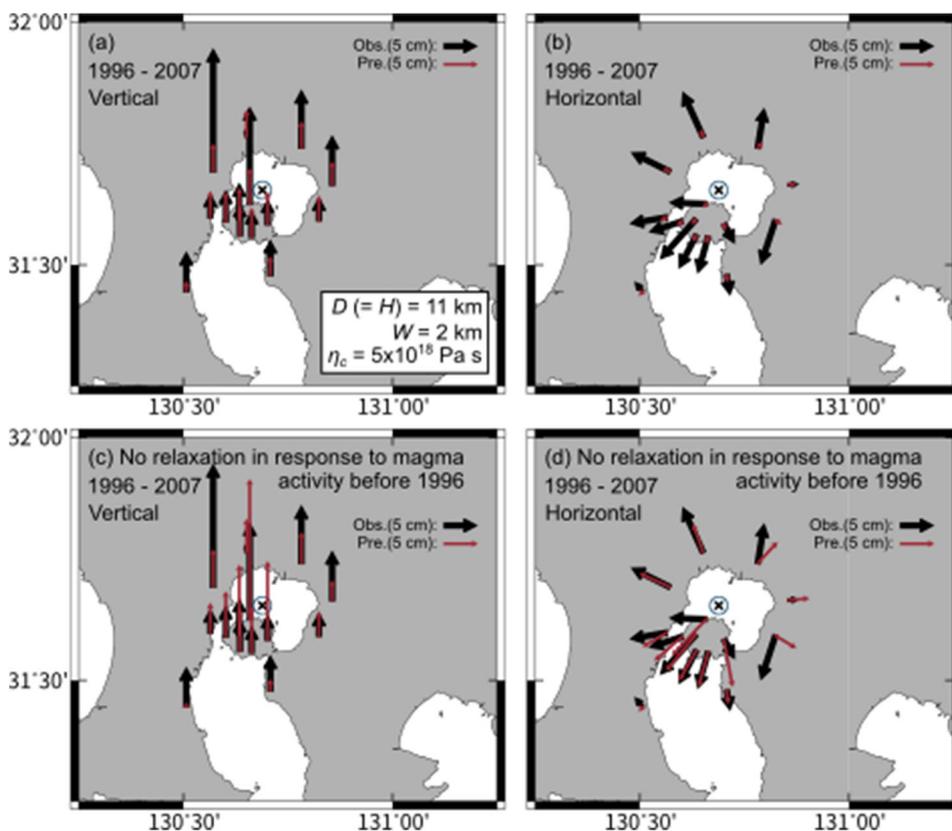


図 3.7 1996-2007 における GNSS 変位(Iguchi et al., 2008)と予測量。黒色の矢印は観測量で、赤の矢印は予測量。(a)(c)変位の鉛直成分、(b)(d)変位の水平成分。(a)(b)本研究で制約した最適粘弾性モデル、(c)(d)最適モデルで 1996 年以前のマグマ活動に対する粘弾性応答を無視した場合。

図 3.7(a)(b)は最適粘弾性モデルの予測量と GNSS 変位との比較を示している。鉛直成分については両者のフィッティングは非常に良いように見える；しかし、式(2)を用いて評価した RMS 値  $\varepsilon$  は、 $\varepsilon = 5.61 \text{ cm}$  である ( $N=14$ )。いっぽう水平成分については東西・南北成分の  $\varepsilon$  はそれぞれ  $3.40\text{cm}$ ,  $3.99\text{cm}$  となる。水平成分の  $\varepsilon$  値は鉛直成分のそれよりも小さいが、予測量の水平成分のベクトル長は観測量のそれの 10 分の 1 程度でしかない。つまり、本研究で制約した粘弾性モデルは 1996-2007 年の期間における GNSS 変位の水平成分を説明できないことが明らかである。

しかし、この不一致は粘弾性モデルの適用性を否定するものではない。図 3.7(c)(d)には粘弾性モデルと GNSS 変位との比較を示しているが、その粘弾性モデルの予測量には、1996 年以前のマグマ活動に対する粘弾性応答を無視している；つまり、1996 年からマグマ供給による変動源の膨張が一定の割合で進行し、それに対する粘弾性応答のみが作用しているモデルの振る舞いを適用している。このモデルによる鉛直成分の RMS 値  $\varepsilon$  は  $5.88\text{cm}$  で最適モデルによるフィッティングとほとんど変わらない。いっぽう、東西・南北成分の RMS 値はそれぞれ  $\varepsilon = 1.84 \text{ cm}$ ,  $2.81 \text{ cm}$  と減じられており、さらにベクトル長も観測量のそれと調和的である。

#### (4) 議論

本研究においては地殻の粘弾性を考慮して、始良カルデラ周辺の水準測量による鉛直変位の空間分布から、粘弾性モデルパラメータを制約した。以下に、制約されたモデルパラメータについての議論をおこなう。

変動源としてのシル状のマグマ定置の深さは $\sim 11 \text{ km}$ 、その水平方向の広がり直径 $\sim 4 \text{ km}$ 程度であると制約された。Mogi (1958)は、大正噴火時の地盤沈降から収縮源を  $10 \text{ km}$  と制約している。Iguchi et al. (2008)は 1996-2007 年の期間における GNSS 変位の空間分布から変動源の深さを $\sim 11 \text{ km}$  と制約している。Hickey et al. (2016)は、Iguchi et al. (2008)と同じ GNSS データを用いてさらに詳細な地形データや地殻内弾性定数不均質をも考慮して、変動源の深さを $\sim 13 \text{ km}$  と制約した。したがって、本研究の制約は、全く異なる期間の変動観測からの制約ではあるが、これまでの研究成果と調和的である。

本研究においてはマグマ定置の深さを弾性層の最も深いところと仮定しているので、弾性層の厚さも $\sim 11\text{km}$ 程度であると制約される。Hidayati et al. (2007)によると始良カルデラ下の地震発生深度は $\sim 10\text{km}$ 程度以下である。粘弾性層内の応力は粘性の効果により緩和されてしまうので、地震をおこせるほどの応力を有意に溜めることができるのは主に弾性層となることを考慮すると、本研究で制約された弾性層の厚さは地震発生深度と調和的なものとなる。

大正噴火時の噴出物に関する岩石学的研究をおこなった Araya et al. (2019)は地上に噴出したマグマは $\sim 3\text{-}4 \text{ km}$ の深さからやってきたとしているが、それは変動源の深さはあくまでも測地学的に制約されたものであり、その深さから上昇してきたマグマがすでに $\sim 3\text{-}4 \text{ km}$ の深さに溜まっていたマグマを地表へと押し出したのだと考えている。

いっぽう、Aramaki (1984)や Tsukui and Aramaki (1990)による約 3 万年前のカルデラ形成噴火時の噴出物に関する岩石学的研究は、マグマの深さを本研究の結果と調和的な $\sim 8\text{-}10 \text{ km}$ と制約している。しかし、Yasuda et al. (2015)はマグマの深さを $\sim 4\text{-}5 \text{ km}$ と制約している。現在

の測地観測が示す変動源の深さと過去のカルデラ形成噴火時のマグマソースの深さの関係についてはさらなる調査を要するが、本研究で制約した変動源の空間的な広がり ( $W = \sim 2 \text{ km}$ ) が何かしらの示唆を与えるかもしれない。

本研究で制約した変動源の深さは、始良カルデラ下の地震波速度構造と比較することもできる(平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書「火山影響評価に係る技術知見の整備」、産業技術総合研究所)。地震学的イメージにおいては S 波の低速度領域が深さ 15km に見出され、その水平方向の広がりには  $\sim 4 - 5 \text{ km}$  程度である。低速度領域は、変動源の深さに比べて数 km 程度深いところになるが、その水平方向への広がりには制約された変動源のそれと調和的である。

弾性層の下の粘弾性地殻の粘性率は  $\sim 5 \times 10^{18} \text{ Pa s}$  と制約された。これまでの多くの研究は地震の後にゆっくりと生じる余効変動から制約される地殻の粘性率を  $10^{18} \sim 10^{20} \text{ Pa s}$  の範囲と制約している(e.g., Bürgmann and Dresen, 2008)。したがって本研究で制約した始良カルデラ下の地殻粘性率は平均的な値に相当する。いっぽう、北海道東部の屈斜路カルデラ下におけるマグマ貫入後の変動からは地殻粘性率は  $5 \times 10^{17} \text{ Pa s}$  程度と制約されており(Yamasaki et al., 2018; Yamasaki and Kobayashi, 2018)、始良カルデラの下に比べてひと桁低い値になっている。マグマ貫入後の地殻変動速度はマグマの存在によりどれほど地殻の粘性率が減じられているのかを反映しているのかもしれない(Yamasaki and Kobayashi, 2018)。つまり、変動から推定された有効粘性率が低ければ低いほど、その地域下に存在しているのかもしれないマグマ蓄積の規模も大きいということになるのかもしれない。そのことにしたがうと、始良カルデラの変動から制約された地殻粘性率は、マグマの存在を否定するほどのものではないが、屈斜路カルデラ下におけるものほどの規模ではないことを示唆しているのかもしれない。

本研究においては正噴火時の変動源の収縮体積量  $\Delta V_g = \sim 0.4 \text{ km}^3$  を噴火後の地殻変動から制約したが、その値は地表面に噴出したマグマ量  $V_m = \sim 1.5 \text{ km}^3$  (Ishihara et al., 1981) の 25%程度でしかない。 $V_m$  と  $\Delta V_g$  との比  $r = V_m / \Delta V_g$  は世界中の多くの火山で測られており、 $1 < V_m / \Delta V_g \leq \sim 10$  と非常に広い範囲の値を持つことがわかっている(e.g., Kilbride et al., 2016)。本研究における始良カルデラでの制約は  $r = 3.75$  であり、他の研究の制約の中間よりも低い程度の値となっている。Nabro 火山(エリトリア)での 2011 年噴火時の  $r = \sim 3.44$  (Hamlyn et al., 2018) と同等の値であるが、2011 年の新燃岳噴火時の  $r = \sim 2.28 - 2.85$  (Kozono et al., 2013) よりも大きい値である。

$r$  の値が 1 にならないこと、つまり測地的に要請される変動源の体積収縮量が噴出マグマ体積量と一致しないことは、マグマの圧縮性で説明されるのかもしれない(e.g., Johnson et al., 2000; Rivalta and Segall, 2008)。マグマの質量が保存されることに従うと、 $r$  は、マグマの圧縮率  $\beta_m$  とマグマ溜まりの圧縮率  $\beta_c$  を使って次のように書かれる(Segall, 2010) :

$$r = V_m / \Delta V_g = 1 + \beta_m / \beta_c \quad (3)$$

マグマ溜まりの圧縮率  $\beta_c$  はマグマ溜まりの形状に依存しており、球状の場合は  $(3/4 \mu)$  である(Segall, 2010)。しかしマグマ溜まりが扁平化してくるとともに  $\beta_c$  は  $(3/4 \mu)$  に比べて大きくなっ

ていくが、赤道半径が極半径に対して大きい場合は極半径が赤道半径に対して大きい場合に比べて  $\beta_c$  はより大きくなる (e.g., Anderson and Segall, 2011; Amoruso and Crescentini, 2009)。

本研究では最初に溜まっていたかもしれないシル状のマグマ溜まりの大きさを制約できないので、定常的なシル状マグマ溜まりのアスペクト比がどの程度であるのかについて言及することはできない。しかしもし定常的なマグマ溜まりのアスペクト比が小さい場合、 $r = 3.75$  を説明するには非常に圧縮性の高いマグマが排出されたことになる。逆にもし定常的なマグマ溜まりがある程度の大きさのアスペクト比を持っていたら、圧縮性のより低いマグマ排出になる；2 km の赤道半径のシル状マグマ溜まりの中心での厚さが数百 m 以上の場合、マグマの圧縮率  $\beta_m$  は  $\sim 5 \times 10^{10} \text{ Pa}^{-1}$  程度で、脱ガスした玄武岩マグマの数倍程度の圧縮率に近い値をもつ (e.g., Rivalta and Segall, 2008; Leshner and Spera, 2015)。

$r$  はまたマグマ噴出量の見積もりにも依存する。大正噴火直前の比較的短い時間内；マックスウェル緩和時間 ( $\sim 5$  年程度) より短い時間でマグマが急激に供給されそのマグマが大正噴火時に一緒に排出された場合にはそれらのマグマ収支に対する地殻の応答は弾性応答なので、そのことが噴火後の粘弾性緩和に反映されることはない。その場合の  $V_m$  は粘弾性緩和に反映されないマグマ体積を込みにしているので、実効的な  $r$  の値は今回の見積もりよりも小さくなる。さらに、桜島地震などのテクトニックなプロセスによるマグマの絞り出しにより、 $r$  の値はさらに減じられる。

本研究の粘弾性モデルは始良カルデラ下における定常的な変動源の膨張率は  $\sim 0.009 \text{ km}^3/\text{yr}$  と制約した。1975 以降の変動については、変動源の膨張率の時間変化を導入しなければならないとはいえ、本研究の粘弾性モデルの振る舞いは、第一近似的な変動の特徴を十分に説明するものである。しかし、 $\sim 1975$  年以降の変動については膨張率の時間変動を考慮する必要がある。その変動の時間スケールが緩和時間よりも有意に短い (細かい変動はあるものの、その全体的な率が一定である) 場合は、本研究で予測した振る舞いを期待することはできない。しかし膨張率変動の時間スケールがマックスウェル緩和時間と同等あるいはそれよりも長い場合、有意に異なる変動を期待できる。このことが、1975(1976) - 1997 の期間における地盤変動や 1996-2007 の期間における GNSS 変位の水平成分をより良く説明するかもしれない。

## (5) まとめ

本研究では 3 次元の線形マックスウェル粘弾性有限要素モデルを使って、大正噴火以降の鉛直・水平変位両成分の時空間分布から、始良カルデラ下の変動源としてのシル状のマグマ定置の概要やそれに対する応答を規制する地殻の粘性率を制約した。一定の割合で変動源が膨張する中で、噴火にともなうマグマ排出が瞬間的に起こり、噴火後も噴火前と同じ割合で変動源が膨張することを仮定した。その結果 1914 年噴火後の第一近似的な地表面変動を説明するには、以下のモデル変数が要請された：(1) 粘弾性地殻の有効粘性率が  $\sim 5 \times 10^{18} \text{ Pa s}$ 、(2)  $\sim 2 \text{ km}$  の水平幅を持つシル状のマグマ定置が、1914 年噴火の 47 年ほど前から深さ  $\sim 11 \text{ km}$  (弾性層の最も深いところ、また、脆性-塑性境界辺りの深さ) で発達し、 $\sim 0.009 \text{ km}^3/\text{yr}$  割合で膨張し続けている。(3) 1914 年噴火時には  $\sim 0.4 \text{ km}^3$  の変動源の体積収縮が生じた。しかし、 $\sim 1975$  年以降の変動については変動源の膨張率の時間変化を導入して、より詳細な解析が必要であることがわかった；

特に、1975(-1976) - 1997 の期間における地盤変動や 1996-2007 の期間における GNSS 変位の水平成分を説明できるモデルの構築が必要である。

#### 引用文献

- Alanis, P.K., Miyamachi, H., Yakiwara, H., Goto, K., Kobayashi, R., Tameguri, T., Iguchi, M., 2012. Seismic velocity structure of the crust beneath the Aira caldera in southern Kyushu by tomography of travel times of local earthquake data. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 57, 227 - 234.
- Amoruso, A., Crescentini, L., 2009. Shape and volume change of pressurized ellipsoidal cavities from deformation and seismic data. *J. Geophys. Res.* 114, B02210, doi:10.1029/2008JB005946.
- Anderson, K., Segall, P., 2011. Physics-based models of ground deformation and extrusion rate at effusively erupting volcanoes. *J. Geophys. Res.* 116, B07204, doi:10.1029/2010JB007939.
- Aramaki, S., 1984. Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. *J. Geophys. Res.* 89, 8485 - 8501.
- Araya, N., Nakamura, M., Yasuda, A., Okumura, S., Sato, T., Iguchi, M., Miki, D., Geshi, N., 2019. Thermomechanical controls on magma supply and volcanic deformation: application to Aira caldera, Japan. *Sci. Rep.* 9, 1979, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-38494-x>.
- Bürgmann, R., Dresen, G., 2008. Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy and field observations. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 36, 531-567.
- Burov, E., Jaupart, C., Guillou-Frottier, L., 2003. Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle-ductile upper crust. *J. Geophys. Res.* 108:2177. <https://doi.org/10.1029/2002JB001904>.
- Dragoni, M., Manganani, C., 1989. Displacement and stress produced by a pressurized, spherical magma chamber, surrounded by a viscoelastic shell. *Phys. Earth Planet. Inter.* 56, 316 - 328.
- Eto, T., Takayama, T., Yamamoto, K., Hendrasto, M., Miki, D., Sonoda, T., Matshushima, K., Uchida, K., Yakiwara, H., Wan, Y., Kimata, F., Miyajima, R. and Kobayashi, K., 1997. Re-upheaval of the ground surface at the Aira caldera - December 1991~October 1996-. *Ann. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.* 40B-1, 49-60 (in Japanese with English abstract).
- Hamlyn J, Wright T, Walters R, Pagli C, Sansosti E, Casu F, Pepe S, Edmonds M, McCormick Kilbride B, Keir D, Neuberg J, Oppenheimer C. 2018. What causes subsidence following the 2011 eruption at Nabro (Eritrea) *Progress in Earth and Planetary Science.* 5:31, <https://doi.org/10.1186/s40645-018-0186-5>.

- Hickey, J., Gottsmann, J., Nakamichi, H., Iguchi, M., 2016. Thermomechanical controls on magma supply and volcanic deformation: application to Aira caldera, Japan. *Sci. Rep.* 6, 32691, doi: 10.1038/srep32691.
- Hidayati, S., Ishihara, K., Iguchi, M., 2007. Volcano-tectonic earthquakes during the stage of magma accumulation at the Aira caldera, southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.* 52, 289 - 309.
- Hogan, J.P., Gilbert, M.C., 1995. The A-type Mount Scott Granite sheet: importance of crustal magma traps. *J. Geophys. Res.* 100, 15,779 - 15,792.
- Iguchi, M., Takayama, T., Yamazaki, T., Tada, M., Suzuki, A., Ueki, S., Ohta, Y., Nakao, S., 2008. Movement of Magma at Sakurajima Volcano Revealed by GPS Observation. *Annals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, 51, 241-246 (in Japanese with English abstract).
- Ishihara, K., Takayama, T., Tanaka, Y. and Hirabayashi, J., 1981. Lava flows at Sakurajima volcano (1) Volume of the historical lava flows. *Ann. Disast. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.* 24, 1 - 10 (in Japanese with English abstract).
- Johnson, D.J., Sigmundsson, F., Delaney, P.T., 2000. Comment on “Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea volcano” by P.T. Delaney and D.F. McTigue. *Bull. Volcanol.* 61, 491 - 493.
- Johnson, K.M., Segall, P., 2004. Viscoelastic earthquake cycle models with deep stress-driven creep along the San Andreas fault system. *J. Geophys. Res.* 109, 2156 - 2202.
- Kilbride, B.M., Edmonds, M., Biggs, J., 2016. Observing eruptions of gas-rich compressible magmas from space. *Nat. Commun.* 7, 13744 doi: 10.1038/ncomms13744.
- Kozono, T., Ueda, H., Ozawa, T., Koyaguchi, T., Fujita, E., Tomiya, A., Suzuki, Y.J., 2013. Magma discharge variations during the 2011 eruptions of Shinmoe-dake volcano, Japan, revealed by geodetic and satellite observations. *Bull. Volcanol.* 75:695, doi: 10.1007/s00445-013-0695-4.
- Leshner, C.E., Spera, F.J., 2015. Thermodynamic and transport properties of silicate melts and magma. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 113 - 141.
- Mogi, K., 1958. Relations between eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 26, 99-134.
- Mound, J.E., Mitrovica, J.X., 1998. True polar wander as a mechanism for second-order sea-level variations. *Science* 279, 534 - 537.
- Nakada, M., Lambeck, K., 1989. Late Pleistocene and Holocene sea-level change in the Australian region and mantle rheology. *Geophys. J. Int.* 96, 497 - 517.

- Nooner, S.L., Chadwick Jr., W.W., 2009. Volcanic inflation measured in the caldera of Axial Seamount: implications for magma supply and future eruptions. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q02002. <https://doi.org/10.1029/2008GC002315>.
- Omori, F., 1916. The Sakura-Jima eruptions and earthquakes, II. *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.* 8(6), 179p.
- Parsons, T., Sleep, N.H., Thompson, G.A., 1992. Host rock rheology controls on the emplacement of tabular intrusions: implications for underplating of extending crust. *Tectonics* 11, 1348 - 1356.
- Pollitz, F. F., Sacks, I. S., 2002. Stress triggering of the 1999 Hector Mine Earthquake by transient deformation following the 1992 Landers Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 1487-1496.
- Rivalta, E., Segall, P., 2008. Magma compressibility and the missing source for some dike intrusions. *Geophys. Res. Lett.* 35, L04306. <https://doi.org/10.1029/2007GL032521>.
- Rubin, A.M., 1995. Propagation of magma-filled cracks. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 287 - 336.
- Sassa, K., 1956. A few problems on prediction of earthquake (II). *Proceedings of the fifth anniversary of founding of Disast. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.*, 3-7 (in Japanese).
- Savage, J.C., Prescott, W.H., 1978. Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle. *J. Geophys. Res.* 83, 3369 - 3376.
- Segall, P., 2010. *Earthquake and volcano deformation*. Princeton University Press. PP.432.
- Segall, P., 2016. Repressurization following eruption from a magma chamber with a viscoelastic aureole. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, doi:10.1002/2016JB013597.
- Segall, P., 2018. Magma chambers: what we can, and cannot, learn from volcano geodesy. *Phil. Trans. R. Soc. A377*: 20180158, <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2018.0158>.
- Stephenson, R., 1984. Flexural models of continental lithosphere based on the long term decay of topography. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 77, 385 - 413.
- Tsukui, M., Aramaki, S., 1990. The magma reservoir of the Aira pyroclastic eruption - A remarkably homogeneous high-silica rhyolite magma reservoir. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 35, 231 - 248.
- Uto, K., Sakaguchi, K., Teraoka, Y., Okumura, K., Komazawa, M., 1997. Geological map of Japan 1:200,000, Kagoshima. Geological Survey of Japan.
- Yamamoto, K., Sonoda, T., Takayama, T., Ichikawa, N., Ohkura, T., Yoshikawa, S., Inoue, H., Matsushima, T., Uchida, K., Nakamoto, M., 2013. Vertical ground deformation associated with the volcanic activity of Sakurajima Volcano, Japan during 1996-2010 as revealed by repeated precise leveling surveys. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 58, 137 - 151.
- Yamasaki, T., Sigmundsson, F., Iguchi, M., 2020. Viscoelastic crustal response to magma supply and discharge in the upper crust: Implications for the uplift of the Aira caldera

- before and after the 1914 eruption of the Sakurajima volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.* 531, 115981.
- Yamasaki, T., Houseman, G.A., 2012a. The signature of depth-dependent viscosity structure in post-seismic deformation. *Geophys. J. Int.*, 190, 769 - 784.
- Yamasaki, T., Houseman, G.A., 2012a. The crustal viscosity gradient measured from post-seismic deformation: A case study of the 1997 Manyi (Tibet) earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.* 351 - 352, 105 - 114.
- Yamasaki, T., Houseman, G.A., 2015. Analysis of the spatial viscosity variation in the crust beneath the western North Anatolian Fault. *J. Geodyn.* 88, 80 - 89.
- Yamasaki, T., Kobayashi, T., 2018. Imaging a low viscosity zone beneath the Kutcharo caldera, eastern Hokkaido, Japan, using geodetic data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 504, 1 - 12.
- Yamasaki, T., Kobayashi, T., Wright, T.J., Fukahata, Y., 2018. Viscoelastic crustal deformation by magmatic intrusion: A case study in the Kutcharo caldera, eastern Hokkaido, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 349, 128 - 145.
- Yamasaki, T., Miura, H., Nogi, Y., 2008. Numerical modelling study on the flexural uplift of the Transantarctic Mountains. *Geophys. J. Int.* 174, 377 - 390.
- Yamasaki, T., Wright, T.J., Houseman, G.A., 2014. Weak ductile shear zone beneath a major strike-slip fault: Inferences from earthquake cycle model constrained by geodetic observations of the western North Anatolian Fault Zone. *J. Geophys. Res.*, 119, 3678 - 3699, doi:10.1002/2013JB010347.
- Yasuda, A., Yoshimoto, M., Fujii, T., 2015. The depth of a magma chamber associated with the Aira caldera formation. *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.* 60, 381 - 397 (in Japanese with English abstract).
- Watanabe, T., Koyaguchi, T., Seno, T., 1999. Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91, 65 - 78.
- Watts, A.B., 2001. *Isostasy and flexure of the lithosphere.* Cambridge University Press, Cambridge, pp. 458.
- Watts, A.B., Burov, E.B., 2003. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth planet. Sci. Lett.* 213, 113 - 131.

#### (4) 委員会等の開催

平成31（令和元）年度は外部評価委員会を2回開催した。開催日時と会場を以下に示す。

##### 第一回外部評価委員会

令和元年7月22日（月） 14時～17時

場所：京都大学防災研究所火山活動研究センター（鹿児島県鹿児島市桜島）

##### 第二回外部評価委員会

令和2年1月8日（水） 13時20分～15時30分

場所：京都大学東京オフィス 大会議室A（東京都千代田区丸の内）

また、平成31（令和元）年度外部評価委員は以下の4氏に委嘱した。

##### 外部評価委員名簿

東京大学地震研究所・教授	森田裕一
九州大学大学院理学研究院・教授	清水 洋
東北大学大学院理学研究科・教授	三浦 哲
防災科学技術研究所・総括主任研究員	藤田英輔

##### a. 第一回外部評価委員会の内容の要点

第一回外部評価委員会では平成31（令和元）年度の研究計画の全般の内容と個別の研究計画について紹介があった。委員からは本研究に関連するこれまでの個々の研究成果に対する質問と今後の展望に関する質問がなされた。

始良カルデラにおける地殻変動および地震観測進捗状況の紹介に対して、新設観測点予定地の弁天島の大きさおよび地質に関する質問のほか、広帯域地震観測の有無に関する質問があり、担当者が回答した。

地震観測による地殻構造調査・地震観測計画の紹介に対してトモグラフィに使用する地震のサイズの下限と新たな発破観測構想の有無に対する質問があった。これに対して先行研究より小さな地震まで使用することにしてデータ数を増やすことと、新たな発破観測は計画されていないことを回答した。また、地殻構造の精緻化のために浅部構造の精度を上げる方針が承認された。

地震観測による地殻構造調査・地殻構造研究計画ではレシーバ関数解析等の成果と今後の展望が紹介されたことに対して、大陸モホ面構造の形状や始良カルデラ浅部構造の解像の可能性について質問があった。これに対して紹介した大陸モホ面形状は浅部の低速度や

不均質の影響でゆがんだものが見えている可能性があることと、始良カルデラ内側の観測点の利用が可能であれば始良カルデラの浅部のイメージが改良できる可能性のあることが回答された。また地下構造イメージの品質確保の条件に関する質問に対しては、少なくとも2年間の観測期間と5km程度の間隔の観測点配置が必要であるとの回答があった。

長期連続反射法の有効性の検討では先行研究の成果の報告に関して、始良カルデラの下での反射体の位置と反射の性質に関する質問があった。これに対して、明瞭な反射はこれまで指摘されてきた地盤変動圧力源と一致する場所に推定され、その極性から反射体の性状を推定できる可能性があることが回答された。

火山性地殻変動データの蓄積では現在の地盤変動観測の問題と変動圧力源モデルに関する紹介があった。一部の観測点のデータ品質に関する質問と地盤変動モデルにおける力源の位置と組み合わせの妥当性に関する質問があった。一部の観測点のデータ品質を保証するためには、該当観測点のアンテナ位置の移設で対応することと、地盤変動モデルの力源設定が妥当であることが回答された。

始良カルデラにおける海底地盤変動観測の検討ではイタリア国における情報収集の報告がなされた。

シミュレーションモデルによる火山性地殻変動の検討計画の紹介に対して、モデルに与えるマグマ収支および圧縮率の妥当性、マグマ蓄積量の取り扱いに関する質問があった。これに対して、モデルが噴火後のマグマ再供給を前提としていること、および圧縮率を与える際には別のパラメータの導入の検討が必要なことの回答があった。そのほか、噴火先行年数の一部のパラメータへの依存性についても質問がなされたが、依存性が小さい旨の回答があった。そのほかモデルの精緻化のために先行研究で提案された噴出物総量の取り扱いに注意が必要であるというコメントが出された。

研究担当者は質疑に対応することを通して、今後の研究の方向性を確認した。

#### b. 第二回外部評価委員会の内容の要点

第二回外部評価委員会では各研究項目の進捗状況について報告がなされ、専門性および品質保証の立場から質疑が行われた。

始良カルデラにおける地震観測による地殻構造調査の一環として地震観測によるインバージョンの成果についての報告に対して、委員からは始良カルデラの中央部に見いだされたS波低速度異常に関して、その位置とサイズに関する質疑が行われた。また、成果の一つとして紹介された $V_p/V_s$ 比の取り扱いについて、分解能の異なる解析結果を併合した比であることに留意すべきとのコメントが出され、研究成果の品質保証に対する注意が喚起された。

もう一つの地殻構造調査としてレシーバ関数による構造調査の成果についての報告に対して、品質保証の観点から始良カルデラ深部に沈み込んでいる傾斜する海洋モホのイメー

ジに関する質問があり、現状の解析法における前提条件の限界に由来する虚像の発生があることが説明された。また、現状のレシーバ関数解析では始良カルデラ浅部のイメージングが不十分（空白）であることを受けて、研究の精緻化のために空白解消の方策について議論がなされた。

長期連続反射法の有効性の検討の報告に対して令和2年度の実験計画の紹介を受けて、発振点の構成方針について質疑が交わされた。沿岸海域発振を行った場合における問題点と陸上発振を実現するための問題点の説明があり、全体計画のなかでの令和2年度実験の位置づけを再確認した。また専門的立場から地下構造変化の時間スケールに関する質問がなされ、これまで行われた先行研究より短い間隔での観測を目指すことが回答された。

火山性地殻変動データの蓄積の成果報告では始良カルデラの地盤変動観測の精度向上を図るための質疑が行われた。カルデラ地下の活動に伴う地盤変動研究の精緻化を図るためには垂直変動量の把握が一番良いというコメントが出された。これに対して垂直変動量の期待値は1 cm程度であり、この精度を出すためには始良カルデラ内部を横断する基線への注目と、観測データの気象補正を強化する必要性が確認された。

海底地盤変動観測の検討の報告に対して、設置場所、観測項目、計測法に関する質疑が行われた。質問への回答として海底地盤変動は設置場所の垂直変動量の観測を目的として、既存の観測データとの比較を目的に既設観測点の近傍に設置する構想であることが説明された。また、品質保証の観点から海上保安庁が採用しているGPSアコースティック方式の精度の調査が必要であることが指摘されたので、今後調査を進めることにした。

シミュレーションモデルによる火山性地殻変動の検討の報告に対して、研究成果の品質保証の観点からモデルの妥当性について質疑が行われた。質問に対して実施されたシミュレーションにおけるシル定置深度の妥当性、時間の経過にともなうシルの肥大の意味、マグマ収支係数の意味、粘性率の取り扱いについて言及し、モデルが妥当であることを説明した。

