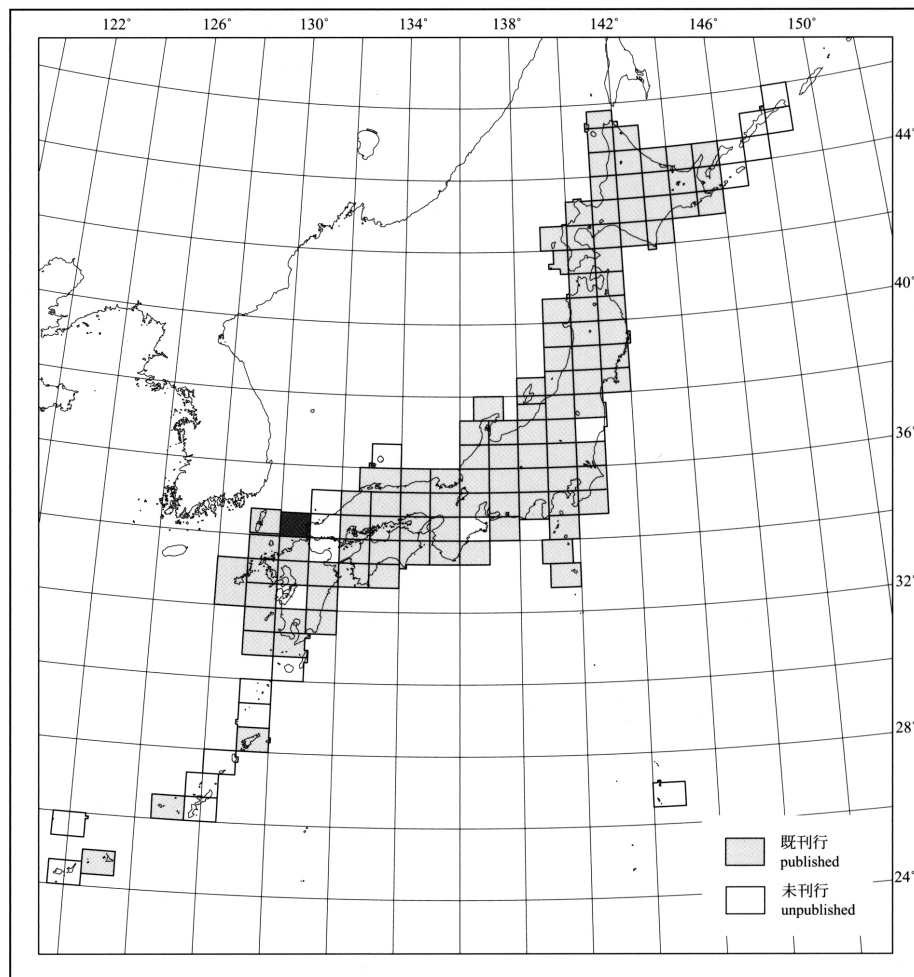


20万分の1地質図幅「小串」

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, KOGUSHI

尾崎正紀・松浦浩久・脇田浩二・大野哲二・森尻理恵・駒澤正夫・岸本清行

Masanori OZAKI, Hirohisa MATSUURA, Koji WAKITA, Tetsuji OHNO,
Rie MORIJIRI, Masao KOMAZAWA and Kiyoyuki KISIMOTO



平成 18 年
2006

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

1. はじめに

20万分の1地質図幅は、地質情報研究部門が関連研究部門・センターと連携して行う「陸域地質図プロジェクト」に基づいて編纂される地質図幅の1つで、20万分の1地質図幅「小串」は、国土地理院発行の20万分の1地形図「小串」の地質をまとめたものである。行政区画としては、山口県下関市西部、長門市(油谷湾周辺)、福岡県北九州市(白島など)、宗像市(沖ノ島)の一部が含まれる。資料不足の地域においては、若干の野外調査を実施した。

なお、地質図幅を公開するにあたり、産総研地質調査総合センターの須藤定久氏からは地下資源について、池原研氏には海域の地質についてご教示頂いた。

2. 地 形

「小串」地域は本州西端から九州北方海域に位置する(第1図)。南東部は中国山地の西端(本地域最高標高は鬼ヶ城620m)にあたり、海域に張り出す岩石海岸とその間で弓なり状に発達する砂丘(砂浜)海岸からなる。その周辺には角島、蓋井島、白島などの島々が多く分布するが、それらは菊川断層などの北西-南東方向の断層による隆起側すなわち北東側に位置する。本地域の多くは日本海の南西端域で、西端には沖ノ島(最高点標高244m)が、西方の対馬と山口県西岸のほぼ中間の位置に存在する。

本地域内の海底は沖ノ島と山口県西端部の(響灘)を全体として北へなだらかに深くなり、北西部が本地域での最深部となり120-130mに達する。沖ノ島は深度約80mの大陸棚海域から海面上へ突き出た高まりである。また、沖ノ島の北沖には対馬海流の影響で比高10-20m北東-南西方向の確列地形がよく発達する。

3. 地 質

3.1 概要

本地域の地質は、後期ジュラ紀~前期白亜紀堆積岩(豊西層群、関門層群、脇野亜層群)、白亜紀火山岩類(関門層群下関野層群、阿武層群)、後期白亜紀の深成岩類及び岩脈、始新世末~漸新世初頭の火山岩類(津黄安山岩)、漸新世~中新世の堆積岩類(芦屋層群・日置層群・油谷湾層群など)、後期中新世の火山岩類(大津玄武岩・向津具礫層)、鮮新世~完新世の堆積物に区分される(第2図)。本地域は、漸新世~中新世から現在までは島弧の背弧堆積盆として発達してきたが、それ以前は陸弧として韓半島南部や九州北部と同じ地質系統の地層・岩体が分布する。

(尾崎正紀)

3.2 豊西層群(後期ジュラ紀~前期白亜紀堆積岩: Tk, Ty)

豊西層群(長谷, 1958; Hase, 1960; Yoshidomi, 2003)は山口県南東部に分布する上部ジュラ系から下部白亜系の陸成~汽水成層を主として、一部海成層を含む地層で、本地域では下関市吉母、室津下、日新、中村、高地などに分布する。東隣の「山口」地域では本層は豊浦層群を平行不整合もしくは軽微な傾斜不整合で覆い、後述の関門層群と共に東西方向の褶曲構造を示す。豊西層群は、下部の清末層と上部の吉母層に区分され、両者は整合関係にある(長谷, 1958)。

清末層は、主に灰白色の石英質砂岩からなり、礫岩や植物化石を含む泥岩を伴う。清末層の植物化石は豊西型植物群(高橋, 1957-1959)と呼ばれ、手取型や傾石型植物群の要素を持ち、最後期ジュラ紀の植物化石群と考えられている(高橋・三上, 1975)。

吉母層は主に細粒砂岩と泥岩の互層からなり、礫岩層を挟む。室津下の西方海岸では現地性の珊瑚に富む礫性石灰岩も認められる(吉富・井上, 2001; 白石・吉富, 2005)。泥岩には汽水生動物群集が産出し、熊本県八代地域の下部白亜系川口層などとの共通性から下部白亜系に対比されている(太田, 1981; 田代ほか, 1994)。

(脇田浩二)

3.3 関門層群(前期白亜紀堆積岩及び火山岩類: Kw, Kss, Ksa)

関門層群は山口県の北西部を中心に、九州北部~中国地方西部に広く分布する前期白亜紀の陸成層で、阿武層群などの後期白亜紀火山岩類に覆われている。同様な地層は、北陸や朝鮮半島南東部にも分布する。下関地域では、関門層群は豊西層群を不整合に覆い、山口県北西部ではジュラ紀豊浦層群、三疊紀美祿層群などを不整合で覆っている。関門層群には全体として東西方向の褶曲構造が発達する。

関門層群は、下部の脇野亜層群と上部の下関野層群に区分される(松本, 1951; 長谷, 1958など)。脇野亜層群は、礫岩、緑灰色~灰色砂岩、赤紫色凝灰質砂岩~頁岩、黒色頁岩などからなる堆積岩層で、礫岩はしばしば石灰岩礫を含む。下関野層群は火山門礫岩、凝灰質砂岩・泥岩、角閃石安山岩、輝石安山岩、安山岩凝灰岩、軽石質凝灰岩などからなる。下関野層群は下位より塩浜層、北彦島層(あるいは北彦島火山岩層)、筋ヶ浜層の3層に区分されている(植田, 1957; 長谷, 1958)が、地質図では、西村ほか(1995)の区分と同様に、凝灰質砂岩・泥岩が卓越する下部(ほぼ下関野層群最下部層である塩浜層に相当: Kss)と上部の火山岩優勢層(Ksa)に区分した。脇野亜層群と下関野層群は地質構造的に大きな差がなく、平行不整合と考えられているが、下関野層群上部はしばしば下関野層群下部をオーバーラップする。

脇野亜層群から産出する淡水棲動物化石は、前期白亜紀のほぼオーレリビアン期からパレミアン期頃に対比される(太田, 1981; 松本ほか, 1982)。また、下関野層群からは放射年代100-110Maが得られ、アルビアン期に位置づけられている(Imaoka *et al.*, 1993; 松浦, 1998)。以上のことから、両亜層群の間には大きな時間間隙が存在する可能性がある。

(尾崎正紀)

3.4 阿武層群(後期白亜紀火山岩類)(Aa, As, Ar)

阿武層群(村上・西野, 1967)は中国地方西部に広く分布する後期白亜紀火山岩類で、山口県阿武郡周辺(長門峡岩体)、山口県萩市東方~島根県益田市西方、及び山口県長門市~下関市豊北町(本地域東部)の3地域に分布する。本地域の阿武層群は初め八幡層及び周南層群に対比されていたが(長谷, 1958; 村上・西野, 1967)、後に阿武層群に含まれた(Murakami and Matsusato, 1970)。下関市豊北町では関門層群下関野層群に重なるが、東隣山口県域内の長門市油谷町西部では下関野層群の下位の脇野亜層群を覆っており、関門層群とは傾斜不整合の関係にある。また下関市豊北町阿川では閃緑斑岩の比較的大きな岩体に貫入されている。長門市~下関市豊北町の岩体は下位の青海島層と上位の熊野岳層群に区分され、本地域では北東端の一部を除く大部分が青海島層に属する(村上, 1975)。本地域内の主な岩相は流紋岩~デイサイト溶結凝灰岩で、下部には凝灰質砂岩泥岩が発達し、安山岩溶岩及び火砕岩を挟むことがある。阿武層群の放射年代値は、東隣山口県域内の青海島層の岩体から Rb-Sr アイソクロン法で 86.5 ± 4.6 及び 86.4 ± 2.8 Ma (今岡ほか, 2000)、同じく山口県域内の長門峡岩体からフィッシュン・トラック法(法以前)で 84.5 ± 5.7 及び 92.1 ± 6.3 Ma (村上, 1985) の、いずれも後期白亜紀の値が得られている。

3.5 後期白亜紀深成岩類及び岩脈(Qd, Dp, Gd, Grc, Grk, Gp)

後期白亜紀の深成岩類としては長府花崗岩と小串花崗岩が比較的大く分布する。また無名の石英閃緑岩、花崗閃緑岩、閃緑斑岩の小岩体及び花崗斑岩などの岩脈が山口県西部に散在する。

3.5.1 石英閃緑岩~トータル岩(Qd)

下関市豊北町から豊浦町にかけて、径100mから1km程度の細一中粒石英閃緑岩~トータル岩の小岩体が下関野層群に貫入して点在する。下関市豊北町矢玉南の岩体は細粒単斜輝石含有黒雲母角閃石石英閃緑岩からなり、部分的に長径数mmの斜長石斑晶を含むことがある。

3.5.2 閃緑斑岩(Dp)

下関市豊北町阿川の南側に分布する岩体は、北東-南西方向に約5km、北西-南東方向に約3kmの範囲に露出しており、半深成岩体としては規模が大きい。阿武層群に貫入して、部分的にこれをルーフペンダント状に載せて分布が不連続の部分があるが、はっきりした正の重力異常域の広がりから、阿武層群分布域の地下まで連続した大きな岩体が存在していると考えられる。顕微鏡下では径数mmの斜長石、斜方輝石及び単斜輝石の斑晶が斜長石を主とする石基に含まれる。斜方輝石は柱状結晶を示し、柱に直交した割れ目に沿って変質が進行しているが、新鮮な部分もよく残っている。このほか下関市室津、永田郷、蓋井島にも小規模な岩体が貫入する。これらは変質しており、小串花崗岩の接触変成を被った可能性がある。

3.5.3 花崗閃緑岩(Gd)

下関市豊北町寺地、江尻、下関市豊浦町遠田付近に2km以下の角閃石黒雲母花崗閃緑岩の小岩体が分布する。

3.5.4 長府花崗岩(Grc)

長府花崗岩(小野寺ほか, 1960)は下関市長府付近から北東方向に広く分布し、延長部は「山口」地域内の美祿市小杉に達する。岩体の西側は関門層群に対して低角度で貫入接触し、一部をルーフペンダント状に載せる。本地域内では捕獲岩をほとんど含まず、全体に均質な塊状岩相を示す中-粗粒の黒雲母花崗岩である。主成分鉱物として石英、カリ長石、斜長石及び黒雲母を含み、カリ長石は淡紅色を呈する。副成分鉱物として鉄鈦、燐灰石、ジルコン、褐れん石及びチタン石を含む。

3.5.5 小串花崗岩(Grk)

小串花崗岩(鈴木, 1986)は下関市豊浦町小串周辺の南北約12km、東西約5kmの地域に露出し、岩体の西部は響灘に没する。本岩体の響灘海底への延長は不明であるが、本図幅では男島、女島、蓋井島などに露出する花崗岩も本岩体に含めた。小串花崗岩は細-中粒黒雲母花崗岩からなり、肉眼的な特徴によってI型、II型、III型が識別される(鈴木, 1986)。I型は2~5mm程度の斜長石斑晶を含み、石基にはしばしば微文象組織が認められる岩相で、岩体北東縁部の狭い範囲に分布する。II型は細粒微文象黒雲母花崗岩で、他の型よりもやや石英に富む。II型は岩体の北部から川棚温泉付近にかけて分布し、I型に貫入する。III型は桃色カリ長石の斑晶を含む中-細粒黒雲母花崗岩で、南部に分布する。本岩体南部に貫入する花崗閃緑岩の小岩体は、小串花崗岩よりも後期の別岩体と考えられている(鈴木, 1986)。本花崗岩は関門層群脇野亜層群及び下関野層群に貫入し、黒雲母のK-Ar年代は後期白亜紀の 90.7 ± 4.5 Maを示す(鈴木, 1986)。

3.5.6 花崗斑岩及び石英斑岩 (Gp)

花崗斑岩及び石英斑岩の岩脈が下関市豊浦町から豊北町にかけて点々と分布する。貫入の時代は明らかではないが、小串花崗岩に貫入するので後期白亜紀の岩脈と考えられる。

(松浦浩久)

3.6 津黄安山岩 (後期始新世: Tu)

角島西部に分布する層厚 40m 以上の安山岩類で、主に普通輝石安山岩溶岩からなり、凝灰角礫岩、凝灰岩及び礫岩を伴う(応地, 1961; 岡本, 1961)。溶岩は暗赤～赤紫色を呈し、上部では流理構造が顕著である。また、本礫岩の礫種には安山岩溶岩以外に関門層群・阿武層群由来の岩片を含む。角島中央部ではアルカリ玄武岩に不整合に覆われ、油谷湾層群とは断層で接する。角島北方の汐巻などの海底面にも岩層に対比される岩体が露出 (IX₁)、日置層群相当層 (VI₁) に不整合に覆われる (海上保安庁水路部, 1985; 第 2 図, 第 5 図)。

岩相の類似と層序関係から、長門市津黄などに分布する津黄安山岩に対比される (応地, 1961)。また、長門市津黄安山岩を貫く流紋岩岩脈と津黄安山岩の東方に分布する今岬玄武岩が共に 36.35Ma の放射年代 (村上ほか, 1989; 今岡・板谷, 1989) を示すことから、角島の本岩もその時代の火山岩類と推定される。

3.7 芦屋層群 (前期漸新世堆積岩: A)

北九州市小倉北区藍島の北西方、点在する島々 (大藻路岩など) には、北北西-南南東走向で東傾斜 10 度以下の地質構造を示す芦屋層群山鹿層が分布する (中江ほか, 1998)。本層は砂岩を主体とし、礫岩・泥岩の薄層を挟み、軟体動物化石などの化石が多産する。これらの島々の東方や北方の海底下では芦屋層群は小倉断層などによって切れ、西方では芦屋層群の下位に分布する大辻層群が関門層群などを不整合に覆って分布する (海上保安庁, 1980・1983; 第 3 図, 第 5 図)。また、蓋井島の北東側にも芦屋層群あるいは大辻層群が海底面に分布する。

3.8 日置層群 (後期漸新世堆積岩; H₁H₂H₃)

本地域の日置層群は山口県北西部に分布し、下位から十楽層、黄波戸層、峠山層、丸尻層に区分される (岡本, 1970)。以下は、岡本 (1961, 1970)、布施・小高 (1986)、早坂 (1994) に基づき、下関市豊北町北西部に分布する日置層群について述べるが、本研究及び尾崎の未公表資料も加えた。なお、地質図では黄波戸層と峠山層を一括した。

十楽層は、主に礫岩・泥岩・砂岩・安山岩～デイサイト凝灰岩からなり、石炭の薄層を挟む。本地域内の本層の層厚は 40m 以下で、長門市の日置地域 (数百 m) に比べ極めて薄い。黄波戸層は、層厚 40-80m で、砂岩・泥岩～シルト岩・デイサイト凝灰岩・礫岩からなり、上方粗粒化及び浅海化を示す一連の堆積物で、軟体動物化石など多くの化石を産する。峠山層は層厚 70m 以上で、金子島や鍋島、島戸北部、角島中央部に分布する。峠山層は斜交層理のよく発達する中粒～粗粒砂岩と生痕化石の多産する細粒砂岩からなる部分が島々を形成するため、全体としては泥岩、砂岩泥岩互層が卓越する地層である。なお、分布が狭いため地質図では示していないが、角島中央の峠山層は、北北東-南南西走向の断層によって津黄安山岩と接する (岡本, 1970)。丸尻層は本地域の陸域では下関市島戸浦の北で玄武岩に覆われて分布し、層厚は 60m 以上の細粒砂岩、細粒砂岩の薄層を挟む泥岩からなる (岡本, 1970)。

日置層群の堆積環境は、波浪の作用の卓越するデルタ (早坂, 1994) の推定や再堆積性ならびに水中火砕流起源の 4 つの火砕性堆積相 (坂井・安里, 1997) の区分などが行われている。また、日置層群の堆積年代は、FT 年代として 27-23Ma (村上ほか, 1989; 尾崎, 1999) が、また微化石年代として CP15-19 (布施・小高, 1986) が得られており、後期漸新世に位置づけられ、芦屋層群よりも若い時代を示す。

地質構造は、和久一角島中央部やその北方の汐巻西方まで発達する北北西-南南東方向の断層と、それを切る北北東-南南西方向の断層群が顕著である。また、地質図では狭小なため示していないが、下関市豊北町北西部では、南部の下田から鳴滝にかけて NE-SW 系岩脈である紫蘇輝石-普通輝石安山岩が幅 1-15m、長さ約 2km で日置層群に貫入する (岡本, 1970)。

(尾崎正紀)

3.9 沖ノ島の堆積岩 (Oks) 及び火山岩 (Okr)

本地域西部、福岡県宗像市沖ノ島には時代未詳の堆積岩 (Oks) とこれに整合に重なる火山岩 (Okr) が分布する (応地, 1957; 山口ほか, 1984)。山口ほか (1984) は堆積岩部分のみを“沖ノ島層”と仮称しているが、沖ノ島層の名称は長崎県伊王島の古第三系として先に命名されており (長尾, 1927; 水野, 1962)、地層名としては適当ではない。沖ノ島の堆積岩と火山岩は整合一連の地層と考えられるので、ここでは沖ノ島の堆積岩及び火山岩として一括して記述する。

応地 (1957) 及び山口ほか (1984) によると、沖ノ島の堆積岩は島の南東部に露出し、厚さ 10-100cm の泥岩に 15-30cm の砂岩を挟む泥岩勝ちの砂泥互層からなる。走向は東西ないし東北東-西南西方向で、北に 20～40 度傾く。沖ノ島に露出する堆積岩の層厚は約 150m だが、南東に約 1km 離れた岩礁には中-粗粒砂岩が露出しており、これが海中で沖ノ島に連続しているとすると層厚は 500m を越えると推定される。堆積岩中には保存の悪い植物化石の破片を含むが、時代を示す化石は発見されていない。

砂泥互層の上位には泥岩の角礫岩 (厚さ 1.5m) と凝灰質砂岩 (1.5m) を挟んで、流紋岩溶結凝灰岩 (約 180m) が整合的に重なる。溶結凝灰岩の基底は細

かい層状構造が認められるが、中-上部では塊状で柱状節理が発達している。海岸の転石には泥岩の角礫に富む凝灰角礫岩や、黒色ガラス質レンズを含む溶結軽石凝灰岩が認められる。溶結凝灰岩中には斑状結晶として石英、カリ長石、斜長石、黒雲母? (変質)、不透明鉱物を含む。また変質によって方解石を生じている (応地, 1957; 山口ほか 1984)。

堆積岩と火山岩のいずれも化石や放射年代値は得られておらず、堆積と噴出年代は未詳である。山口ほか (1984) は沖ノ島の堆積岩は北部九州の古第三系よりも対馬の対州層群に岩相対比しているの、本報告でも凡例の位置付けを古第三紀末から新第三紀初とした。

(松浦浩久)

3.10 油谷湾層群 (前期-中期中新世堆積岩; Yi, Yk)

日置層群を広く覆う中新統で、下関市北部から長門市西部にかけて分布する。油谷湾層群は、伊上層、角山層、川尻層に区分される (岡本・今村, 1964) が、このうち本地域には伊上層と川尻層が分布する。なお、角山層と伊上層は油谷湾の北岸と南岸に分かれて分布するが、両層は類似する層相変化から同じ層準の地層として対比されている (布施・小高, 1986; 葦津・岡田, 1989)。

伊上層のうち、角島南方の双子島に分布する伊上層は主に石灰質の粗粒砂岩・細～中礫岩からなる (岡本, 1970)。一方、長門市伊上に分布する伊上層は石灰質の粗粒砂岩・細～中礫岩に加えて、砂岩・礫質砂岩・泥岩砂岩互層からなり (岡本・今村, 1964)、東から西への古流向を示す潮間帯～極浅海の堆積物と推定されている (葦津・岡田, 1989)。

川尻層は層厚 400m 以上で、角島東部や油谷半島などで、大津玄武岩に不整合に覆われて分布する。川尻層は主に砂岩泥岩互層からなり、大陸斜面中上部の環境が推定され、油谷半島などの川尻層の古流向やスランプ構造からは斜面が北北西方向にあると推定されている (葦津・岡田, 1989)。

海生微化石の産出から角山層 (南, 1979) と川尻層 (黄・岡本, 1979; Huang and Okamoto, 1980) は中新世中期前半に位置づけられている。一方、伊上層からは海生微化石の産出の報告はなく、伊上層に挟む凝灰岩の FT 年代 (22.8 ± 1.4Ma) や、日置層群丸尻層と伊上層の間に構造的ギャップがないのに対し川尻層は丸尻層にオーバーラップすることから、伊上層は丸尻層に整合に載る前期中新世の前半の堆積物である可能性も指摘されている (尾崎, 1999)。なお、南 (1979) の化石採取地には川尻層のブロックも多く、南 (1979) の報告した海生微化石が角山層産であるかは明確でない。

3.11 大津玄武岩 (後期中新世火山岩類: B)

山口県北西部にはアルカリかんらん石玄武岩が分布し、日置層群や油谷湾層群などを不整合に覆う (倉沢・高橋, 1960; 応地, 1961; 岡本, 1961; 鷹村, 1973; Uto, 1989)。本地域では角島、島戸地方、附野、油谷島、油谷半島などに分布する。層厚は 20m 以上で、主に溶岩からなり一部凝灰岩を挟む。海岸では柱状節理等がよく発達する。これらアルカリ玄武岩からは後期中新世前半の値を示す 11-8Ma の K-Ar 年代が得られている (宇都・岩森, 1987; Uto, 1989)。また、地質図には示していないが、基底にはアルカリ玄武岩噴出時の河川堆積物と考えられる層厚 5m 以下で淘汰不良の礫岩を伴うことがあり、向津具礫層 (岡本・今村, 1964) とも呼ばれる。

3.12 土井ヶ浜層及び尾山礫層 (後期鮮新世堆積物: D)

土井ヶ浜層 (水野・早坂, 1990a・b) は、下関市豊北町波原～岡林に分布する。層厚約 35m で、礫岩を主として砂岩・泥岩を含み、全体として上方細粒化を示す扇状地～網状河川堆積物からなる。一方、尾山礫層 (岡本, 1961) は角島の西部に分布し、層厚は 3-4m の巨礫～中礫層からなる。礫は主にチャート・安山岩・流紋岩・砂岩の円礫からなり、基底部に玄武岩の礫を含む。

土井ヶ浜層は花粉化石分析から後期鮮新世の堆積物と推定されている (水野・早坂, 1990b)。一方、尾山礫層は更新世堆積物と推定されている (岡本, 1961) が、段丘面を保持していないことやクサリ礫化を受けていないことから、本図幅では土井ヶ浜層と同じ時代の堆積物に位置づけた。土井ヶ浜層の分布の東縁は北西-南東方向 (弧状) の波原断層 (水野・早坂, 1990a・b) に、また同様に尾山礫層も角島中央の南北方向断層によって、見かけ上その分布が規制されている。いずれも時代的に菊川断層などの断層活動に関連した堆積物と推定される。

3.13 更新世堆積物 (th, tm)

本地域の更新世堆積物は主に河成段丘からなり、響灘に面した下関市安岡や川棚付近の響灘に面した海岸平野沿いに分布する (河野・小野, 1967; 龜山, 1968; 高橋・河野, 1975; 八木・前立, 2001)。以下の層序と名称は河野・小野 (1967) に基づく。更新統は多くの地層名が与えられているが、地質図では便宜上、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物にまとめた (第 2 図)。高位段丘堆積物とは、最終間氷期以前の中期更新世に形成されたもので、平坦な堆積物頂面が部分的に残された堆積物を指し、赤色風化殻の発達で特徴づけられる。中位段丘堆積物は最終間氷期 (約 13-12 万～約 8 万年前) に形成された段丘面を有する堆積物を指す。なお、低位段丘堆積物は最終氷期から数万年前までに形成されたものであるが、地質図では 20 万分の 1 のスケールで表現できるほどのものはなく省略した。

本地域の高位段丘堆積物はクサリ礫で特徴づけられ、安岡周辺では平原礫層 (層厚 10m 以上)、川棚地域では市之内砂礫層 (層厚 2m 以上) が分布し、それぞ

れ高位段丘面として蒲生野面（標高 25-35m）や市之内面（標高 60-80m）が発達する（河野・小野, 1967）。

中位段丘堆積物は、安岡周辺では綾羅木川礫層（層厚 5m 以上）や富任砂層（約 4m）、川棚地域では黒井礫層や高野礫層（厚さ数 m 以上）と呼ばれ、一部平原礫層などを覆うと共に、それぞれ綾羅木層（標高 10-25m）や黒井面（10-40m）・高野面（10-30m）など中位段丘面を有する。これらの堆積物は全体として赤色化は受けているもののクサリ礫化は認められない。なお、亀山（1968）は、河野・小野（1967）の富任砂層の下部（下部のみ富任砂層と定義）には阿蘇 4 火砕流堆積物が挟まれ、上部（梶栗砂層（層厚 10m 前後）と命名）は砂丘堆積物であるとしている。また、安岡の村崎海岸には綾羅木川礫層の下位に村崎粘土層（層厚 2m 以上）が分布し、宇部地域に分布する草江シルト層に対比されている（河野・小野, 1967）が、綾羅木川礫層堆積以前の海成層の可能性も示されている（亀山, 1968）。

3.14 後期更新世末～完新世堆積物 (c.f.p.b)

後期更新世末～完新世堆積物は広義の沖積層を指し、山口県の陸域では扇状地堆積物、崩壊堆積物、谷底平野～氾濫原堆積物、及び海浜堆積物に区分される。

扇状地は、下関市中部の比較的高い山々の北北東 - 南南西方向の谷沿いに小規模なものが分布する。氾濫原堆積物及び谷底平野堆積物も小規模なものが川沿いに分布し、海岸付近では海浜堆積物の山側に潟や湖、湿地として発達する。海浜堆積物は現在の砂浜・礫浜堆積物と過去の海浜砂丘堆積物を指し、角島、附野、土井ヶ浜、塩田、八ヶ浜、横野町・綾羅木などの海岸平野沿いに分布する。

3.15 周辺海域の地質

3.15.1 表層堆積物

本地域の海域の表層堆積物には、以下のような特徴が認められる（池原, 2001; 第 4 図）。

角島、蓋井島、白島周辺は中粒砂から粗粒砂など粗粒な表層堆積物が堆積する。また、白島 - 沖ノ島間は粗粒砂、中粒砂が卓越する海域は玄界灘の北部にあたる陸棚で、粗粒砂は水深 60-70、80-90m などの平坦面に対応して分布し、それらの間を中粒砂が占める。沖ノ島周辺域では貝殻片を多く含む洶汰のよい粗粒砂 - 中粒砂が、またその北東沖には中粒砂（図では貝殻片は描かれていないが、貝殻片を含む）が広く分布する。ベッドフォームの特徴などから、対馬海流東水道の海流堆積相の末端部を構成する堆積物と考えられ、陸棚の砂を北東へ移動させ本地域中央部の泥質堆積物の西方沖への移動を阻んでいる。

この海域の泥質堆積物は、大島 - 白島間、白島 - 蓋井島間、蓋井島 - 角島間と対馬北東の外側陸棚に限られる。等含泥率線から、蓋井島 - 白島間の泥質堆積物は、これに瀬戸内海から関門海峡を通して、また角島 - 蓋井島の泥質堆積物は下関市豊浦町の河川から供給されたものが加わったものと推定される。本地域の北西端からその北に広く分布する含泥率の高い細粒砂や極細粒砂は、有孔虫内型を含む特徴を持ち、その泥分は対馬西方の韓半島の河川起源で、対馬海峡の東水道と西水道の強い流れに挟まれたよどみに堆積したものと推定される。

3.15.2 山口県西部沿岸海域の地質

本地域の山口県西部、角島周辺海域の地質は、堆積岩類は I_r ~ VII_r 層、火成岩類は VIII_r ~ X_r 層に区分される（海上保安庁水路部, 1985; 第 2 図, 第 5 図, 第 6 図）。

VII_r 層は神田岬周辺や観音崎や蓋井島周辺海域に分布し白亜紀の関門層群及び阿武層群に、X_r 層は小串や蓋井島周辺海域に分布し白亜紀の花崗岩類に、また IX_r 層は角島西部や汐巻の頂部付近で VI_r 層に覆われて分布し角島の津黄安山岩に対比される。

VI_r 層は、特牛の前面海域、角島、汐巻に至る地域に分布するものは日置層群に、水島水道の東側付近に分布するものは芦屋・大辻層群に対比される。前者は V_r 層堆積以前に形成された北西 - 南東方向の断層・褶曲による変位を受けているが、後者は同斜構造からなる。

V_r 層は神田岬以北に広く分布し、油谷湾層群に対比されている。V_r 層はよく連続する音響的鍵層を多く含み、構造的に下部は断層・褶曲の影響を受けているが上部は同斜構造のものが多い。

VIII_r 層は角島、油谷半島、油谷島に分布する大津玄武岩に対比される。V_r 層などがつくる比較的平坦な面を不整合で覆っている。なお、海上保安庁水路部（1985）は VIII_r 層を第四紀としたが、本地域の大津玄武岩は後期中新世に位置づけられる（3.11 参照）。

IV_r 層は鮮新世堆積物、III_r 層は更新世堆積物に対比され、両層とも菊川断層西端より西側と菊川断層以南に広く分布する。IV_r 層の層厚は角島西方沖で 70m 以上であるが、調査地域内では下限不明な地域が多い。一方、III_r 層の層厚は角島西方沖で 40m に達するが、全体としては 10m 前後である。

II_r 層は後期更新世の堆積物に対比され、層厚は特牛前面海域で 20m に達するが、菊川断層（神田岬断層）以南では 10m を超えない。II_r 層の下部付近まで、菊川断層沿いの北西 - 南東や北東 - 南西方向の断層や褶曲によって変形を受けている。

I_r 層は沖積層に対比される。沖積層の厚さは多くが 5m 以下であるが、油谷湾で最大 30m、特牛前面海域で最大 19m、汐巻付近で最大 15m、蓋井島周辺で最大 25m を示す。

3.15.3 沖ノ島海域の地質

沖ノ島周辺海域の地質は下位より III_b、II_b、I_b 層に区分され、それぞれ中新

世、鮮新世、完新世の堆積物に対比されている（海上保安庁水路部, 1990; 第 2 図）。III_b 層は幅約 5km、長さ約 13km の楕円形、比高約 300m の高まりである沖ノ島を形成し、特に II_b 層の上部は、この南北の高まりに調和した分布を示す。III_b 層の周辺は II_b、I_b 層が覆う。I_b 層は III_b 層の凹地で 100m 程度の層厚を、I_b 層は一般には層厚 2-4m であるが、砂堆部分では 13m に達する。

3.15.4 海域の地質構造

本地域を含む山陰から対馬沖海域の広範囲には、中期から後期中新世にかけて北西 - 南東方向の圧縮による北東 - 南西方向の断層・褶曲の発達や火成岩の貫入と広域不整合の形成が、後期中新世末から更新世にかけて北西 - 南東方向の圧縮による北北東 - 南南西方向の隆起帯の形成が認められる（南, 1979; 井上, 1982; 棚橋, 1986; Itoh and Nagasaki, 1996）。陸域では、前者は油谷湾層群川尻層などに発達する北東 - 南西方向の褶曲構造・断層、後者は菊川断層などの地質構造の形成が対応する構造と推定される。なお、陸域に分布する日置層群や油谷層群には、十楽 - 貝川断層など、前期中新世までに形成されたと推定される正断層群がよく発達する。

（尾崎正紀）

4. 活構造

本地域内では、現在まで、被害の甚大な歴史地震の存在は知られていないが、菊川断層が活断層として知られている。菊川断層は、下関市菊川町から豊北町の神田岬、響灘へ連なる北西 - 南東方向の長さ 44km 以上の断層で（中田・今泉, 2002; 海上保安庁水路部, 1985; 地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2003ab）、神田岬沿いの海域部分は神田岬断層とも呼ばれる（海上保安庁水路部, 1985; 第 5 図）。

左横ずれを主体とし、北東側隆起の逆断層成分を持ち（活断層研究会編, 1991）、断層の傾斜は地表部分で北東傾斜が推定されている（山口県, 1997, 1998a）。最新の活動として 2,100 ~ 8,500 年前（山口県, 1998a）が推定されているが、既存調査からは平均活動間隔や地震の規模など断層の過去の活動の正確なデータは得られていない。菊川断層全体が 1 つの区間（44km 以上）として活動したと想定した場合、マグニチュード 7.6 程度以上の地震が発生し、断層を挟んで 3-4m 程度以上の左横ずれが生じると推定されている（地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2003a,b）。なお、前述のように、菊川断層の海域延長部分である神田岬断層は、IV_r 層（鮮新統）の分布や地質構造から少なくとも鮮新世初期には活動しており、また II_b 層（更新統）にまで変位を与えている（海上保安庁水路部, 1985; 第 6 図）。

（尾崎正紀）

5. 地下資源及び温泉・鉱泉

5.1 金属資源

下関市中部の関門層群下関亜層群安山岩（同質凝灰岩）中に銅鉱床がみられるが、規模は小さい。下関市豊北町阿川付近の阿武層群の安山岩 - 流紋岩質凝灰岩中に金の熱水鉱床があり、昭和初期まで採掘されていた。いずれも、現在は生産が行なわれているところはない。

5.2 非金属資源

下関市豊浦町八ツ浜において現世のけい砂が生産されている。けい砂は、「豊浦標準砂」として JIS R 5201（セメント物理試験）のための標準砂として用いられたものであり、広範囲の需要があった。しかし、平成 9 年に同規格の改訂があり、標準砂として ISO 砂を用いるようになったため、生産規模は縮小している。なお、同けい砂は昭和 43 年より、採石（砂・砂利）として山口県の認可を受けて採取している。そのため、地質図中では稼行採土場として記載した。

5.3 石材・骨材資源

各地において、礫岩、花崗岩、安山岩等の採取が行なわれており、コンクリート用および埋め立て用として福岡・広島等に供給されている。特に下関市大字石堂においては、コンクリート用として砂岩（関門層群下関亜層群）の大規模な採取が行なわれている。

5.4 温泉・鉱泉

全域に温泉が点在するが、泉温は比較的低く、湧出量は少ないものが多い。主なものとして、下関市の川棚温泉（花崗岩を湧出母岩とした含弱 Rn-Na・Ca-Cl 泉）や吉見温泉（単純泉）等がある。

（大野哲二）

6. 重力異常

重力データは以下の要領で編集を行った。編集面積は約 6,990km²、編集に用いたデータ総数は陸海合わせて約 14,090 点である。編集データについては日本重力 CD-ROM 第 2 版（地質調査総合センター, 2004）による地質調査所のデータを主としている。本地域の範囲は、ほとんどが海域である。海域データは概ね 1985 年の白嶺丸の航海（調査航海名:GH852）のもので、一部、東大海洋研（1,060 点）による測定点も含まれている。これらのデータに地形補正を施しブーゲー異常とした。フリーエア異常と違い、海底地形下の密度構造が反映されている。

年代 100 万年	地質年代		陸域の層序区分		海域の音波探査層相区分		山陰・対馬沖 の地震探鉱断 面に解釈によ る層序区分 (南,1979; 棚橋,1986)	
			山口県西縁部陸域		沖ノ島	1/5万海の沿岸 基本図「角島」		1/5万海の沿岸 基本図「沖ノ島」
			北部	南部		山口県西岸海域 海上保安庁水路部 (1985)		沖ノ島周辺海域 海上保安庁水路部 (1990)
0.01	新 紀	完 新 世	海浜堆積物(砂丘堆積物含む) 氾濫原・谷底平野堆積物 扇状地堆積物 崩積堆積物		低位段丘 堆積物**	IT	Io	A層
0.14		更 新 世	中位段丘堆積物			IIIT		D層群 B層
0.77		中 期 前 期	高位段丘堆積物			IIIIT		
1.8	新 紀	鮮 新 世	土井ヶ浜層・尾山礫層			IVIT	IIo	C層
5.3		後 期	大津玄武岩		火山岩 ? 堆積岩	VIIIIT	IIIo	K層群
11.2		中 期	岩脈**			VT		
16.4	前 期	油谷湾層群川尻層						
23.8	代 古 新 世	後 期	油谷湾層群伊上層		VIIT	VT	N層群 ?	
28.5		漸 新 世	日置層群 人丸層 峠山層 黄波戸層 十楽層					
33.7		前 期	芦屋層群		VIIT			
37	代 中 生 紀	始 新 世	津黄安山岩		IXIT	IXIT	X層群	
49		後 期	大辻層群*					
55		中 期						
65.0	代 白 生 紀	後 期	後期白亜紀深成岩及び岩脈 閃緑斑岩・石英閃緑岩・トータル 岩・花崗閃緑岩・花崗岩・花崗斑 岩・石英斑岩		XIT	XIT	VIIIT	
98.9		前 期	阿武層群					
144.2		前 期	関門層群下関亜層群					
144.2	代 ジ ュ ラ 紀	後 期	豊西層群 吉母層 清末層			?		
		中 期	歌野層*					
		前 期	東長野層* 西長野層*					

* 「小串」地域の地表には分布しない ** 分布が狭小なため、地質図では省略

第2図 「小串」地域の地質総括図
詳細は本文参照。

平成18年7月26日印刷
平成18年7月28日発行
発行著作権所有・発行人

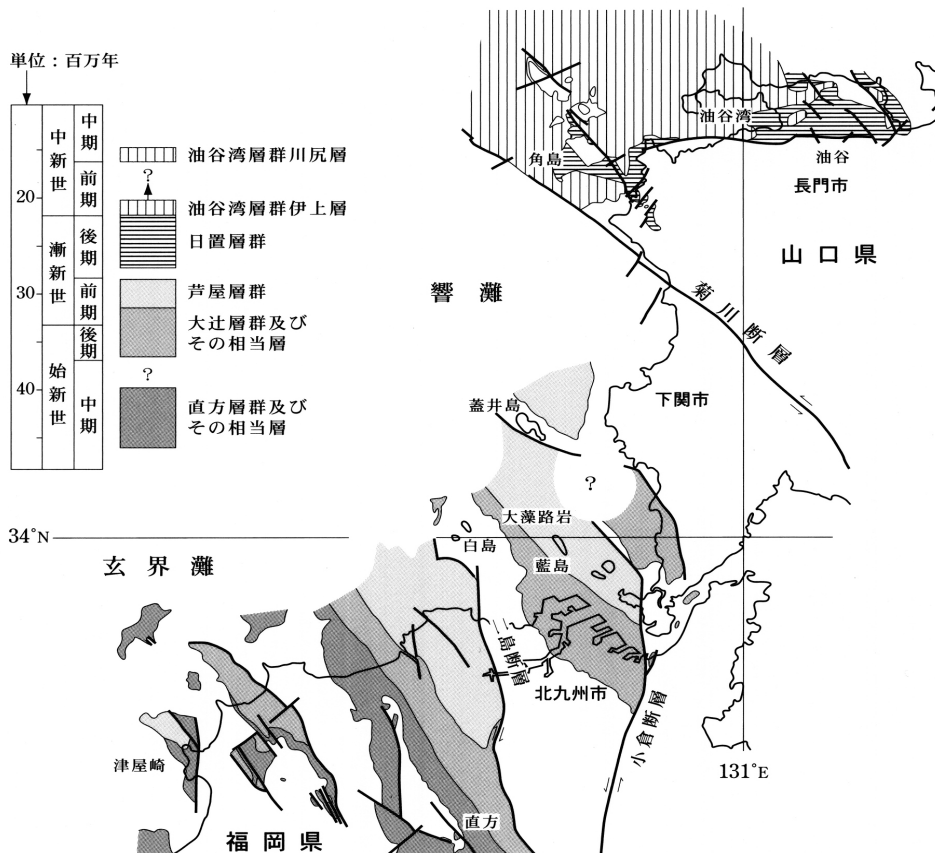
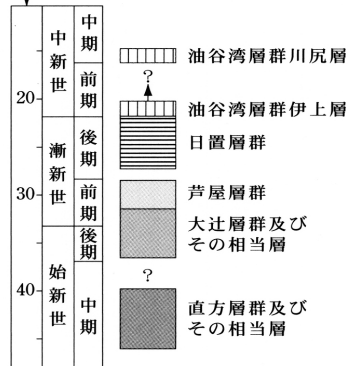
許可無く複製を禁ずる

独立行政法人
産業技術総合研究所 地質調査総合センター

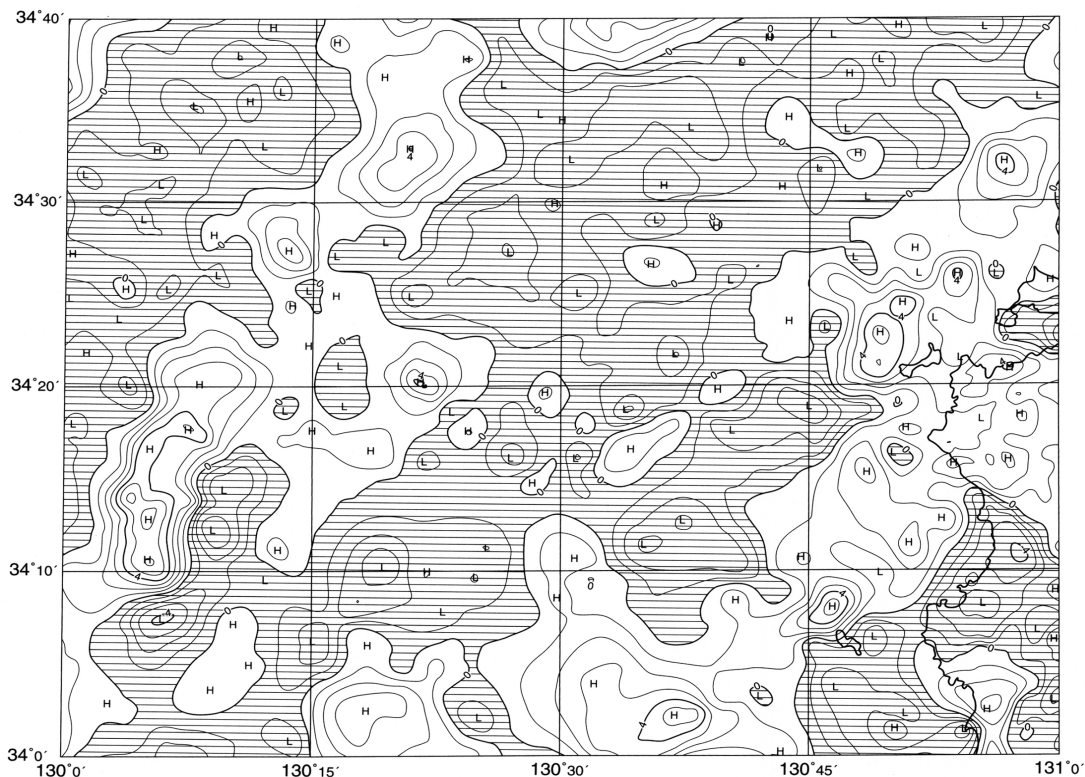
〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1番地1
TEL (029)861-3606

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST © 2006

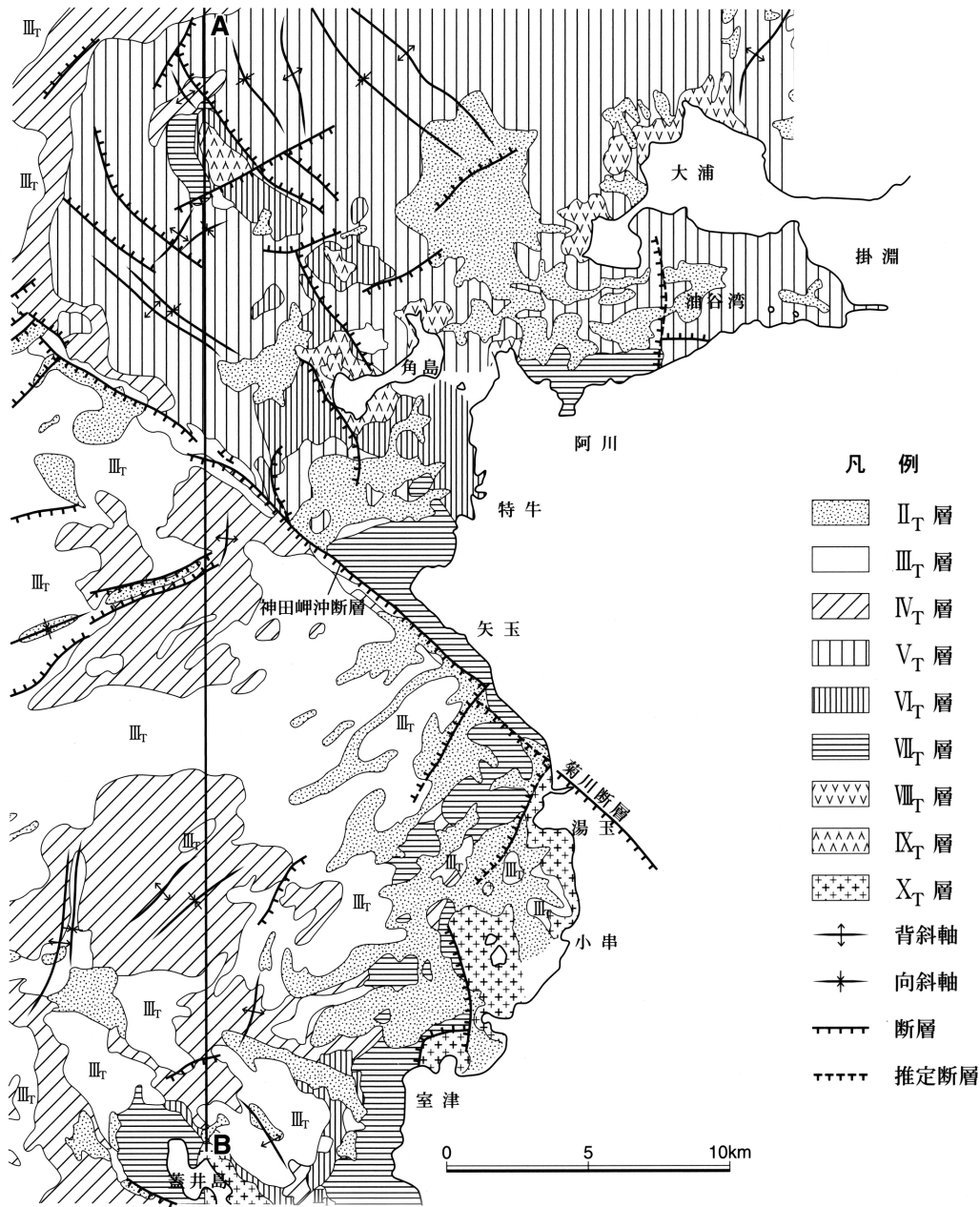
単位：百万年



第3図 響灘-玄界灘付近の始新世-中新世堆積岩の分布
 海域の地質分布は、後期中新世以降の地層を取り除いたもので、
 海上保安庁水路部（1980，1983，1985）に基づき作成。

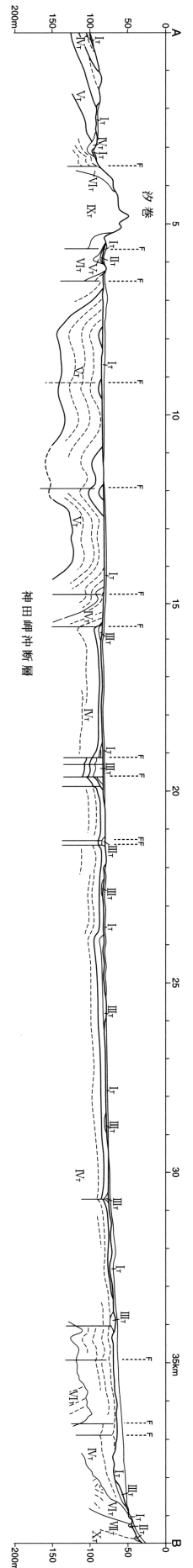


第7図 「小串」地域の2kmの上方接続残差重力。
 負値には、影を付けて表示、コンター間隔は、1mgal（ミリガル）。



第5図 山口県西部周辺海域の地質分布図

5万分の1沿岸の海の基本図(海上保安庁水路部, 1985)の第9図の一部を省略(陸域)及び加筆。海上保安庁水路部(1985)のI_r層(沖積層)を省略した海底地質図で, 凡例の時代区分は第2図及び本文を参照。A-Bは第6図の断面位置図を示す。



第6図 山口県西部海域の南北地質断面図

海上保安庁水路部(1985)の第27図A-B断面に断層名・地名を加筆, 一部省略。断面位置は第5図に示す。なお, 第5図は断層・褶曲は簡略化しているため, 本図で示す構造は第5図で示す地質構造より詳細である。菊川断層の南側地域はIV_T層が厚く堆積するのに対して北側では欠如する。(海上保安庁水路部, 1985)。

また、陸域の測定点は約1500点で、地質調査所のデータを主としているが、国土地理院の閲覧資料（70点）、名古屋大学（78点）、島根大学（176点）による測定点を含む。ブーゲー異常は仮定密度を 2.3g/cm^3 として計算されている。

重力異常は下関市豊北町から角島にかけて高重力異常を示し、その沖は低重力になっている。全体的に見れば北東から南西方向に高重力異常と低重力異常の帯が交互に見える。第7図に上方接線残差図を示す。これは、深部構造による重力異常は2kmの上方接線値により除去されるため、深度数kmよりも浅い構造が抽出されている。負値は影を付けて表示されている。これによると浅部の高密度岩体（基盤岩）の起伏がより明瞭になり、北東から南西方向の高重力異常帯は海域にも陸域とほぼ平行にあるように見える。

（森尻理恵・駒澤正夫・岸本清行）

Keywords: areal geology, geological map, 1:200,000, Kogushi, Yamaguchi, Fukuoka, Shimonoseki, Oki no Shima, Hibiki Nada, Jurassic, Cretaceous, Eocene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Toyonishi Group, Kanmon Group, Abu Group, Ashiya Group, Hioki Group, Yuyawan Group, Tsuo Andesite, granite, welded tuff, alkali basalt, terrace deposits, active fault, hot spring, Bouguer anomaly

Geology of the 1:200,000 Kogushi Quadrangle

The 1:200,000 Kogushi Quadrangle district is located on the westernmost of Honshu and its offshore in the southern part of Japan Sea, including areas of Yamaguchi and Fukuoka Prefectures. It is geologically situated in the back arc basin which had been formed through Oligocene to Miocene time. Rocks distributed in the district are Late Jurassic to early Early Cretaceous sedimentary rocks, late Early Cretaceous to Late Cretaceous igneous and dike rocks, Eocene to Oligocene and Late Miocene volcanic rocks, Oligocene to Miocene sedimentary rocks, and Pliocene to Holocene sediments.

Late Jurassic to Early Cretaceous sedimentary rocks are distributed in the eastern parts of the district. They consist of the Toyonishi and Kanmon Groups, are commonly observed E-W trending folds and are intruded by Late Cretaceous igneous rocks. The Toyonishi Group, unconformably underlain by the Toyoura Group, is non-marine to brackish sediments of Late Jurassic to Earliest Cretaceous age. It is divided into the Kiyosue and Yoshimo Formations in ascending order. The Kiyosue Formation is rich in plant fossils. On the other hand, the Yoshimo Formation includes brackish shell bivalves. The Early Cretaceous Kanmon Group unconformably underlain by the Pre-Cretaceous rocks is divided into the Wakino and Shimonoseki Subgroups. The Wakino Subgroup is composed of fluvial to lacustrine sediments with small amounts of tuff. The Shimonoseki Subgroup consists andesite to dacite volcanoclastic rocks and fluvial sediments.

The Late Cretaceous of the district is igneous rocks including the Abu Group, Chōfu and Kogushi Granites and allied small intrusive bodies. The Abu Group unconformably covers the Kanmon Group, and is composed mainly of rhyolite to dacite welded tuff intercalating andesite lava and tuffaceous sandstone and mudstone. The Chōfu Granite is medium-to coarse-grained biotite granite. The Kogushi Granite is fine- to medium-grained biotite granite which is dated at 90.7 ± 4.5 Ma by biotite K-Ar method. Small intrusive bodies of granodiorite, quartz diorite, diorite porphyry, granite porphyry and quartz porphyry are sporadically scattered in the district.

Eocene to Oligocene and Late Miocene volcanic rocks are composed of the Late Eocene Tsu6 Andesite distributed in Tsuno Shima (Island), and the early Late Miocene Ōtsu Basalt from Tsuno Shima through Yuya Wan (Bay) area. They are considered to be volcanic activities of early stage and later stage events of Japan Sea formation.

Oligocene to Miocene sedimentary rocks distributed along the southern margin of Japan Sea and offshore area are divided into Early Oligocene Ashiya, Late Oligocene Hioki, Early to early Middle Miocene Yuyawan Groups. They are fluvial to marine sediments with some volcanoclastic rocks, and yield many molluscan fossils. The E-W, NW-SE and NE-SW trending faults observed in them are overlain by Late Miocene alkali basalts.

Other Tertiary rocks exposed in Oki-no-Shima (Island) is turbidite and rhyolite welded tuff in ascending order. They are lithologically correlated with the Taishū-Group in Tsushima Island.

Pliocene to Holocene sediments are deposited in the narrow plains along coasts and rivers. Late Pliocene Doigahama Formation and Oyama Gravels of a fluvial origin, are distributed only in Habara and Tsuno Shima in the southwestern end of Yamaguchi Prefecture. The Doigahama Formation is cut by a reverse fault. The latest Middle Pleistocene deposits are mainly gravels of fan origin, severely weathered and covered by reddish soil. Late Pleistocene deposits are some weathered gravel, sand, and clay of fluvial and marine origin. The latest Middle to Late Pleistocene deposits have several terrace surfaces. Latest Late Pleistocene to Holocene sediments are composed of colluvial, fan, flood plain, valley bottom plain, beach and sand dune deposits.

No damaged earthquakes are reported in this area. However, the Kikugawa Fault, presumably formed after Pliocene time, is considered to be an active fault. The last event activity of the fault was known from 2,100 to 8,500 years by its trench excavation.