

新編

大村市史

第一卷

自然編

第一節 地形地質概説



写真1-1 多良岳南西部の地形模型 長崎県立大村高等学校地学部(石井恭子・村山瑞恵・長浜佳子・田中久美・塚野敏美・山下良子)1994～1995年製作、高さが2倍ほど誇張されていることに注意、大村扇状地、火山麓扇状地、黒木の窪地、郡川の流れなどが分かる

多良山系は東に有明海、西に大村湾を望み、北は佐賀平野、南は諫早平野に面している。その形はおおよそ楕円形で、南北の長径は三四^{キロメートル}、東西の短径は二四^{キロメートル}、面積は五九〇平方^{キロメートル}に及ぶ。多良山系の最高峰は経ヶ岳(一〇七五・七^{メートル})で、多良山系の中央部には郡岳(八二六^{メートル})、遠目山(八四九^{メートル})、釜伏山、経ヶ岳、更に、経ヶ岳から、南方へと黒木町を取り囲むように、笹岳、中岳、五家原岳(一〇五七・三^{メートル})、大花山(八七五^{メートル})、烏甲山(七六九・四^{メートル})が連なり、黒木町の大きな(東西約七^{キロメートル}、南北三・八^{キロメートル})窪地をつくっている。この黒木の窪地はかつて火口跡(小倉勉(一九一九)「多良嶽火山地質調査報告」)とされたが、松本徕夫(一九七三)「多良山系の地形と多良岳火山区的地質」によると侵食による地形であって火口跡ではないとしている。経ヶ岳から五家原岳に続く主稜の中間より多良岳(九八二・七^{メートル})の尾根が分岐している。それぞれの山頂からは放射状の河川が黒木町窪地の外側に向けて発達し、深い峡谷を

つくりながら有明海や諫早湾あるいは大村湾に注いでいる。

多良岳火山は、約一〇〇〜四〇〇万年前に活動し、その後著しく開析された大型成層火山である。経ヶ岳や五家原岳などの侵食された成層火山や溶岩ドームを中心に、放射状に深い谷が刻まれ、山麓には溶岩ドームやスコリア丘などの寄生火山のほか、火山麓扇状地が広く発達している。多良岳火山の活動は、約一〇〇万年前頃の古期と八〇〜四〇〇万年前の新期に分けられている。

写真1-1は長崎県立大村高等学校地学部が一九九四〜一九九五年にかけて製作した大村市を中心とした地域の二万五〇〇〇分の一の地形模型である。高さが二倍ほど誇張されているが、むしろ地形の様子が分かりやすい。大村扇状地、多良火山麓扇状地、黒木の窪地、郡川の流れなど地形の特徴が読みとれる。

萱瀬川は黒木町の窪地から流れ出し、田下町で東からの南川内川と合流したのち郡川となり西流して大村扇状地の扇頂に達し、荒瀬付近から北西に向きを変え、重井田から立福寺を通って流れ下った佐奈川内川（長さ一九二四メートル）と今富町で合流し、寿古町の好武城付近で直角西向きに曲がり大村湾に注ぐ。萱瀬川と郡川を加えた長さは二万五九三八メートルである。大上戸川（長さ三五五五メートル）は狸の尾堤から伏勢を通り山田の滝を流れ落ち、水田町、杭出津町を通って大村湾に、南の内田川（長さ二五八三メートル）は東大村から徳泉川内、赤佐古を通り大村湾に、また、諫早市との境には鈴田川（長さ五七七〇メートル）があり平町、岸高、似田、岩松を通して大村湾に注ぐ。すぐ南には諫早市の本明川（長さ約二一キロメートル）が流れ、栄田町、福田町を通して諫早湾に注いでいる。

川の両岸は安山岩溶岩や玄武岩溶岩、玄武岩質火砕岩層（赤色スコリア層）で構成されている。

大村市ではこれらの溶岩や凝灰角礫岩がつくる火山地形のほかに、堆積作用によってつくられた火山麓扇状地や郡川の下流域に広がる扇状地や三角州、氾濫源や河岸段丘など特徴のある地形が見られる。

多良火山麓扇状地は多良火山南部の大村市東部と諫早市南部、及び多良岳の北東部鹿島市南部に扇を広げたような緩やかな台地をつくっている。傾斜は約六度程度である。大村市東部では、諫早市上大渡野町広谷を扇頂として南西に広が

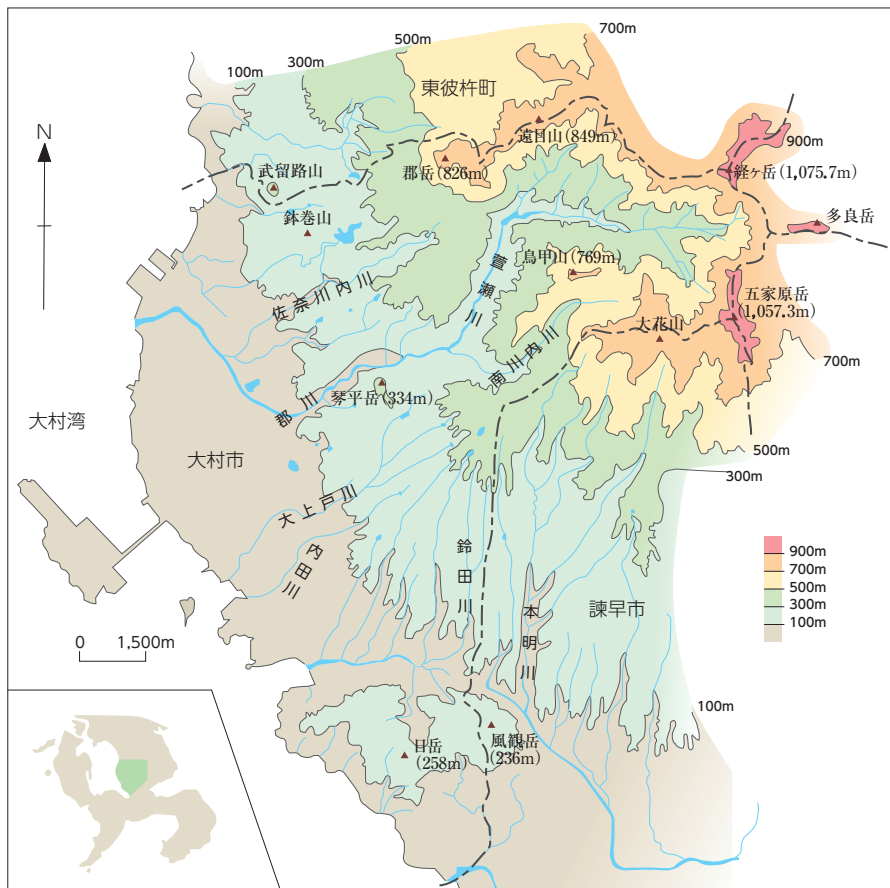


図1-1 大村市の地形図

り荒平町、玖島、岩松町、小川内町まで広く緩やかな台地をつくっている。諫早市では湯野尾町川頭付近を扇頂として南に広がり、本明町、福田町、猿崎町に達している。多良火山麓扇状地は土石流推積物からできており、構成している安山岩の礫は風化が激しく、いわゆる「くされ礫」になっている。最近この多良火山麓扇状地堆積物上に活断層の爪痕が残されていることが明らかになった。

大村扇状地は南北約七キロメートル、東西約三キロメートルの長崎県第一の広さを持つ扇状地である。扇頂の標高は坂口で約四〇〇メートル、扇央のJ R竹松駅付近で約三〇〇メートル、地表の傾斜は平均約一度である。大村扇状地の上には縄文時代早期以降の遺跡が残っており、その

時代から現在まで人々の生活の舞台であったことが分かる。大村扇状地は多良火山麓扇状地よりも低い位置に広がっている。多良山系の西麓には角閃石安山岩かくせんせきあんざんがんからできたドーム状の武留路山むるろやま(三三・四一・四メートル)、玄武岩からできたなだらかな傾斜をもつ鉢巻山(三三・三三・四・六メートル)、ガラス質安山岩からできた飯盛山(三三・三五・三メートル)などが並び、美しい姿を見せている。多良山系の北の東彼杵町には独立して、主に安山岩の溶岩や火山碎屑岩の互層からできた、多良火山より古い時代の虚空蔵火山がそびえている。

三浦半島は、多良山系の南にあり大村市と諫早市にまたがる位置にある。地質は古第三系、岩松いわまつ・アイサイト、摺出石凝灰角礫岩すりだしせきりょうじとこれらを貫いたり覆ったりする日岳玄武岩からできており、台地の表面は玄武岩の溶岩で広く覆われている。三浦半島各地の諫早市栄田町付近にも広く多良火山麓扇状地堆積物が分布している。この三浦半島は多良山系と地質的にも地形的にも趣を異にしている。

(阪口和則)

第二節 大村地域の古第三系

古第三系の分布

大村市の古第三系は、大村市南部・諫早市・喜々津・古賀・矢上・戸石・田結たゆい・江の浦及び長与地区を含めた地域に分布するいわゆる諫早炭田(山崎達雄ほか(一九六五)「諫早炭田の地質」)、の一部である。大村市では南部の三浦半島、鈴田与崎、東浦及び郡川中流田下町の水川神社下の河床などに分布し、大村市全体からすると地表での分布は広くない。

多良火山地域における地表での高度分布を調べると、嬉野町吉田川上流の春日、大野付近で最も高く標高は三三四メートルである。続いて東彼杵町俵坂付近の二〇〇メートル、大村市田下水川神社下の河床一〇〇メートル、小川内町の七〇メートルなどがある。大村市三浦半島では中里町の一四〇メートルの高所まで分布している。大村湾の臼島うすじまや箕島みしまでも標高五メートル以下の低いところに露出している。このことから、多良火山地域では大村市三浦半島を除くと全体的には北から南にかけて高度を下げている分布している。

ように見える。

一方、大村地域でのボーリング資料によれば古第三系の地下深度は、北から野岳町の標高マイナス二二〇メートル、久良原のマイナス二三〇メートル、富の原のマイナス二七六メートル、狸ノ尾堤のマイナス二四〇メートル、伏勢のマイナス一八三メートル、岳の木場のマイナス一九五メートル、サンス大村のマイナス二〇〇メートルなどである。大村市付近ではかなり深いところに多良岳火山の基盤岩をなす古第三系が分布する。このことと諫早市東部のボーリング資料などから、彼杵―黒木の谷を結ぶ線と箕島―諫早市長田町を結ぶ線に挟まれた西北西から東南東方向の古第三系の落ち込み(地溝)が考えられる。

二 地質構造

大村市を含め諫早炭田地域の古第三系は、地質図(山崎達雄ほか(一九六五)「諫早炭田の地質」)を見ると北西から南東方向の多くの断層によって切られている。矢上地区では五六〇万年前に活動した行仙岳火山岩類(山崎達雄ほか 一九六五)「諫早炭田の地質」の貫入によって古第三系がドーム状に隆起し、地層が変形しているにもかかわらず地層の配列はかなり整然とし、地層の上下関係も分かりやすい。一方、三浦半島地域の地層の傾きを走向線図(1)(略図)を描いてみると全体として地層の配列が不規則、複雑である(2)。特に鈴田川河口周辺から日泊付近にかけての地域では多くの断層や火成岩の貫入が見られ地層の傾きもかなり乱れ、急傾斜するところもある。三浦半島ではその断層のうち北東側から日焼川―風観岳を通る断層、内倉を通る断層及び祝崎―日泊―真崎を通る断層の三本の断層がある。祝崎―日泊―真崎を通る

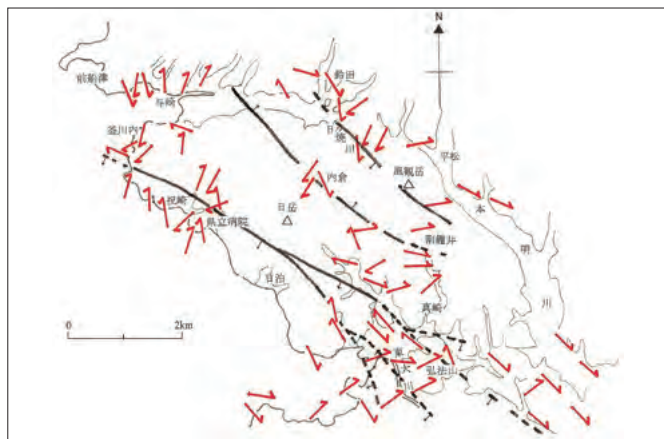


図1-2 三浦半島の走向線略図 矢印は、矢印の向きの左側に下り傾斜を持つ地層の走向を示す 諫早付近に比べると走向線の方向に規則性が見られない

断層上の県立病院入り口付近では逆転層②(N五五度W、傾斜角八六度NE)が、諫早市東大川沿いでは北東に七〇度の急傾斜を示す地層が、割籠井―内倉を通る断層の北西延長の与崎ではN三〇度E、六〇度Wで、すぐ隣の東浦東部ではNS、六〇度Eと近接した場所で傾斜の向きが極端に違う急傾斜した地層が見られる。三浦半島では新第三紀の岩松デイスイトによる貫入(七〇〇万年前)を受けて特に釜川内付近では変形が著しい。更に北北東―南南西と北西―南東方向に褶曲軸③を持つ多くの細かい褶曲が記載されている(山崎達雄ほか 一九六五)。このように、この地域の地層の傾きは、断層・褶曲及び火成岩の貫入などの影響を受け複雑になっている。このことから、古第三系は堆積後に構造運動(断層や褶曲などの活動)を受けたことは確実であり、恐らく多良岳火山の火山岩噴出以前にすでに何らかの地質構造ができていたものと思われる。

三 地層の特徴

大村市南部の三浦半島を中心に分布する古第三系は、始新統の諫早層群毛屋層と矢上層群の侍石層、切宮層(鎌田泰彦(一九五七)「長崎県矢上炭田東長崎町地区の古第三系層序」)である。

箕島では凝灰質細粒砂岩が露出し、矢上層群の平木場層の延長と考えられている(松井和典・水野篤行(一九六六)「五分の一の地質図幅説明書『大村』」。大村市与崎付近の古第三系については、一瀬 亘(一九五三)「大村市南部の地質に就て」に詳しい報告がある。

毛屋層は約六〇〇mの層厚を持ち、与崎付近及び釜川内付近から祝崎更に南方日泊にかけての地域に比較的広く分布するほか、上鈴田付近やその南方の内倉にも露出する。鈴田峠付近には比較的良好な露頭があり、砂岩泥岩の互層と炭質頁岩を含む毛屋層が見られる。鈴田川河口付近南部における層序を総合すると毛屋層下部では砂岩にとみ、一部に泥岩と炭質頁岩を挟む。毛屋層上部では、かなり頻繁に炭質頁岩及び粗悪な炭層を挟む砂岩泥岩互層となる傾向がある。

毛屋層下部の砂岩は中粒、塊状、白色、アルコーズ質で、釜川内では毛屋層下部の白色中粒砂岩層と含炭層が観察される(写真1-2)。二〇一〇年に行われた与崎の道路拡幅工事に伴って出現した国道切り割りではN五度W↖NS、六〇度Wで

急傾斜を示す雲母の微細片を多量に含んだ中粒砂岩が主で、炭質頁岩及び炭層を含んだ地層(写真1-3)が観察された。毛屋層下部は、一瀬(一九五三)によると与崎層と東浦層に当たると見られる。一瀬は与崎層を白色アルコーズ砂岩、褐色砂岩、頁岩などの互層より成り、その上部には炭質頁岩四枚を挟有しており、その厚さは約二・六〇mで、東部ではN三〇度W、四〇度W、最上部一〇m以上の白色アルコーズ砂岩層には海緑石の細粒を含むとし、毛屋層から多産する貝化石と植物化石及び釜川内、鈴田峠付近などから産出する貝化石、植物化石をまとめて記載している。表1-1には大村地域にこれまでに報告されている産出化石を示す。

毛屋層上部の砂岩は比較的細粒になる。泥岩は上部に圧倒的に多いが、これは多くの場合植物片の化石や薄い炭層を含んでおり、一瀬(一九五三)によると釜川内層に相当する。南部の祝崎別荘地に近い大規模な露頭(写真1-4)では、毛屋層上部の中粒砂岩と泥岩・炭質頁岩の互層が見られ、更に上部には粗悪な石炭を挟んでいる。地層の傾きはN六〇度

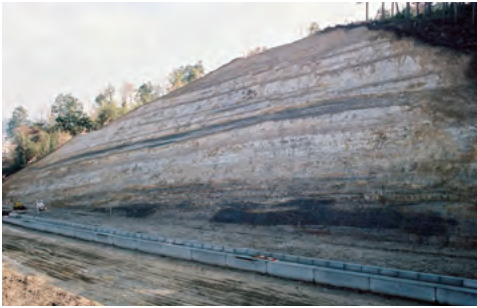


写真1-2 釜川内の毛屋層下部の露頭
一部に石炭層を挟む (1996年撮影)



写真1-3 与崎国道拡幅工事に伴って出現した毛屋層下部層の露頭。砂岩泥岩の互層で一部に石炭層を挟む、地層は60°で手前側に傾斜している。一瀬(1953)が与崎層を記載した場所であるが現在はコンクリートでふさがれ露頭は見えない (2010年撮影)

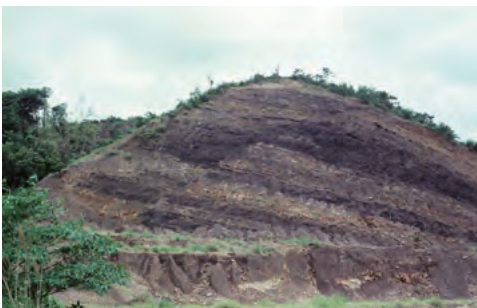


写真1-4 釜川内の大露頭。毛屋層上部の砂岩・泥岩互層で、左落ちの正断層と最上位には白色の摺出石凝灰角礫岩が不整合関係での (1978年撮影)

付近と内倉とに分布する。最下部の泥岩はやや青みを帯びた暗灰色を示すが、風化すると黄褐色となる。全体として不均質であり、剥離性が著しい。雲母片が多量に含まれている。塊状で層理が不明瞭であり、風化すると玉葱状の風化面を示す。

表1-1 過去にこの地域で産出が報告された化石の一覧

<p>産地：与崎(毛屋層) 貝化石 <i>Ostrea</i> sp., <i>Crassatellites</i> sp., <i>Corbicula</i>(<i>Cyrenobastissa</i>) <i>mirabilis</i> (NAGAO) <i>Diplodonta confusa</i> NAGAO, <i>Callista matsuraensis</i> NAGAO <i>Macoma yamadai</i> NAGAO, <i>Cutellus</i> sp. 植物化石 <i>Ulmus</i> sp. ニレ属, <i>Salix</i> sp. ヤナギ属, <i>Betula?</i> sp. シラカンバ属, <i>Planera</i> (<i>Zelkova</i>) <i>ungeri</i> ケヤキ属</p>
<p>産地：祝崎(毛屋層) 貝化石 <i>Corbicula</i> sp. カワニナ</p>
<p>産地：内倉(切宮層・侍石層) 貝化石 <i>Athleta japonica</i> NAGAO, <i>Portlandia</i> sp., <i>Venericardia nipponica</i> YOKOHAMA, <i>Venericardia</i> cfr. <i>mandaica</i> (YOKOYAMA) <i>Pitar kyushuensis</i> (NAGAO), <i>Pholadomya</i> cf. <i>margaritacea</i> (Sow.) 有孔虫化石 <i>Cyclamina pacifica</i> BECK, <i>Plectina poronaiensis</i> ASANO, <i>Trochammia</i> sp., <i>Cyclamina tanii</i> ISHIZAKI</p>
<p>産地：箕島(平木場層) 貝化石 <i>Portlandia thraciaeformis</i> (STORER), <i>Lucinoma nagaoui</i> OYAMA et MIZUNO</p>

E、三〇度Sで、N五〇度W、四〇度NE方向の落差三メートルほどの正断層が観察された。ここでは直径が一〇センチ程度の黄鉄鉱のノジュールと貝化石及び植物化石を産する。砂岩中にはクロスファミナ(4)が見られる。上部は不整合で摺出石凝灰岩質層に覆われる。また仏舍利塔登り口では岩松デイスイトの貫入と熱水変質を受けている(写真1-8)。祝崎別荘地の入り口付近からは *Macoma* sp.、メテガイの化石が採集された(小柳孝夫ほか(一九八四)「大村市南部祝崎付近の地質」)。内倉川の東を流れる日焼川の川沿いには毛屋層上部の細粒砂岩と暗灰色泥岩の互層が見られ地層の傾斜は、N五度W、二八度Eを示し、泥岩からは保存の良いなシジミ及びカワニナの仲間を多産する(山口修弘ほか(一九八四)「大村市鈴田地域の古第三紀層」)。鈴田峠では毛屋層上部の砂岩泥岩互層が見られる。大村市西方海上の臼島に分布する白色・中粒砂岩は毛屋層の一部と考えられる。

切宮層は約一〇〇〜一八〇cmの層厚を持ち、厚い白色中粒ないし細粒砂岩層を主とし、最下部には海緑石粒を多量に含む泥岩(厚さ一〇〜三〇cm)層があり侍石層と呼ばれ、大村湾奥

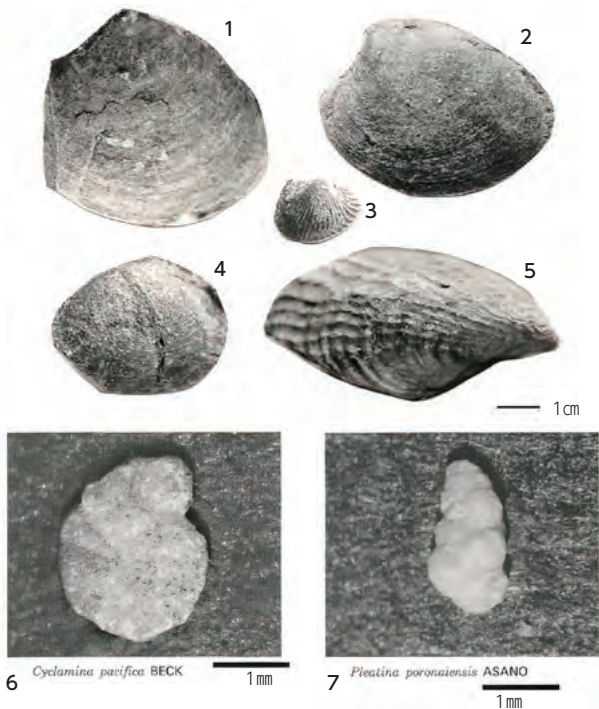


写真1-5 大村三浦半島産出の貝化石・有孔虫化石

大村市三浦半島産 貝化石

1. *Pitar kyushuensis* (NAGAO) [切宮層・侍石層] (産地: 内倉)
2. *Callista matsuraensis* NAGAO [切宮層・侍石層] (産地: 内倉)
3. *Venericardia* cf. *mandaica* (YOKOYAMA) [切宮層・侍石層] (産地: 内倉)
4. *Pitar kyushuensis* (NAGAO) [毛屋層] (産地: 祝崎)
5. *Pholadomya* cf. *margaritacea* (Sow.) [切宮層・侍石層] (産地: 内倉)

(これらの標本は、長崎県教育センターに保管されている)

大村市三浦半島産 有孔虫化石 (山口修弘 撮影)

6. *Cyclamina pacifica* Beck [切宮層・侍石層] (産地: 内倉)
7. *Plectina poronaiensis* ASANO [切宮層・侍石層] (産地: 内倉)

Cyclamina pacifica Beck

Plectina poronaiensis

ASANOなどの有孔虫を多産

し(写真1-5)、まれに小型二

枚貝の化石が含まれている。

内倉では *Venericardia* cf.

mandaica YOKOYAMA 及

び *Portlandia* sp. の貝化石が

得られた。鈴田峠では、泥

岩の上位に切宮層の雲母片

を多く含む中粒黄褐色砂岩、

剥離性に富む三厘の厚さを

持つ葉片状の黒色泥岩、そ

の上位に厚さ六厘の海緑石

を含む層状の帯緑色砂岩層が続く(小柳孝夫(一九七五)「大村市鈴田峠付近の地層」)。

平木場層は暗灰色泥岩を主とし、まれに凝灰岩を伴っている。箕島では東西方向の断層の南側に凝灰岩及び凝灰質細粒砂岩が露出している。凝灰岩は風化して、クリーム色〜灰白色となり、砂質でラミナを持つ。凝灰岩にはMalc(鉄・マグネシウムに富む)鉱物は非常に少なく、黒雲母の微小片が散在することから流紋岩(花崗岩)質凝灰岩と思われる。凝灰質細粒砂岩は塊状で多少ラミナを有する程度である。新鮮な面では暗灰色であるが、風化して多少緑色を帯びた黄褐色を示す。砂質泥岩に移化するのが観察され、この中から *Portlandia thraciaeformis* (STOKER), *Lucinoma nagaoui* OYAMA

et MIZUNO が発見されている(松井・水野一九六六)五万分の一地質図幅説明書『大村』)。

◆ 多良岳火山地域の古第三系

多良岳火山地域では次のような地層が見られる。北部の嬉野町横竹ダム付近では漸新世の杵島層群佐里砂岩層(平木場相当層)が、武雄市平原では骨石を含む佐里砂岩層下部が、更に嬉野町下宿では佐里砂岩層上部が露出する。嬉野吉田川沿いの納戸料では杵島層の有田化石帯が、東彼杵町丹生川内には杵島層が露出する。表1-2南部の大村・諫早を中心とした古第三系の対比表を示す。

以上のことから、多良岳火山地域の北部あるいは北西部には古第三紀漸新世の地層(杵島層群以上)が、南部には始新世の地層(諫早層群)と漸新世の地層(矢上層群又は相知層群)が広がっていることが分かる。

◆ ボーリング資料

以下に大村市内のボーリング資料を参考のため

表1-2 古第三系の対比表

(水野(1963)及び森永(1957)をもとに編集)

階	北松～唐津		崎戸・大島		大村・諫早		高島	天草	三池
					水野(1963)	森永(1957)			
中新世	相浦階 佐世保・ 相浦階	野島層群							筑紫階上部
		佐世保層群		佐世保層群					
漸新世	西彼杵階 唐津層	畑津頁岩層	西彼杵層群	日切層	平木場層群	洗切層 山口層	大明寺層○		筑紫階下部
		畑津砂岩層	畑津頁岩層	塩田層					
	行合野砂岩層	佐里砂岩層	百合岳層	徳万層○					
	間瀬階	杵島層		間瀬層				大辻階	
船津階	相知層群	芳ノ谷層●	松島層群	崎戸層●coal	長与層	長与頁岩礫岩互層 長与頁岩層 矢上砂岩層 矢上含礫砂岩層	船津層○		
始新世	沖ノ島階					切宮層	古賀夾炭層	下部伊王島層	万田層階
						侍石層○	古賀塊状砂岩層	沖ノ島層○	
	高島階					毛屋層●	大村夾炭層	端島層●	有明上部
						江ノ浦層	諫早板状砂岩 諫早砂岩頁岩互層	二子島層●	
						江ノ浦頁岩層	香焼層	有明中部	
					寺島層●				
					赤崎層			砥石層 教良木層 白岳層	
					北浦層			赤崎層	
					圧砕花崗岩				白亜系

○:海水性貝化石 ●:淡水・汽水性貝化石

に記載する。

■1. 田下の萱瀬温泉掘削ボーリング(標高一〇〇メートル)では、深度五〇メートル付近から八五メートル付近まで凝灰質砂岩、一六〇メートルまでは細粒砂岩、三二八メートルまでは一部石炭、炭質頁岩を含む砂質頁岩と細粒砂岩の互層、それ以下六二五メートルまでは砂質頁岩と細粒砂岩の互層からなる。また、一瀬 亘(一九五二)「大村市の自然環境」によると水川神社の郡川寄りのボーリングでは二五〇メートルで、三・六尺の石炭層に当たり、六枚の炭層が確認されている。また、メタンガスの発生が認められた。炭層を挟むことから相知層群の芳ノ谷層付近に対比されるとしている。

■2. 富ノ原地下水調査ボーリングでは深度二八六・〇〇メートルから三〇〇・五〇メートルに諫早層群よりむしろ杵島層群に属すると考えられる粗粒砂岩に類似する地層が存在する(松下久道ほか(一九七四)「大村市富ノ原の地下地質」)。

■3. 野岳温泉ボーリング位置推定資料(標高二七〇メートル)の中で古川俊太郎の説によると海抜マイナス二一〇〜マイナス六〇〇メートルの深さで城山砂岩層(切宮・侍石層相当)、マイナス六〇〇〜マイナス九五〇メートルの深さで毛屋層相当を考えている。

■4. 大村ゆの華温泉(サンスパおおむら)では、マイナス二〇〇メートル付近から濃灰色から暗灰色の砂質泥岩あるいは泥岩からなる侍石層以下の地層が一四〇〇メートルの深さまで観察されている。

(阪口和則)

註

(1) 走向線図とは、地層の傾きの様子を示す方法のひとつで、その地域の地層の配列を知ることができる。ここでは略図で示してある。両側から引く張る力が働いている場所では正断層が、圧縮する力が働く場所では逆断層が、水平方向のずれの力が働く場所では横ずれ断層がおこる。

(3) 摺曲軸とは、摺曲の尾根や谷の方向をいう。これによってどの方向からの力が働いたかを推定できる。

(4) ラミナは、一枚の地層ができるときの水の流れの様子を反映した縞模様のごとくで、水の流れが緩やかなところでは水平な縞模様(平行葉理)が、水の流れの速いところでは水の流れを反映した斜めの縞模様ができる。これを斜交葉理(クロスラミナ)という。

第三節 多良岳火山地域及びその他の火山岩類

この地域を、大村市の三浦半島地域と多良岳火山地域に分けて記載する。

一 大村市三浦半島地域の地質

■ 1. 地質概説

この地域の基盤岩は古第三系の諫早層群から矢上層群である。新第三紀の岩松デイスイトは古第三系を貫く岩体で、上位の地層から覆われたり玄武岩によつて貫かれたりしている。摺出石凝灰質岩層は下位の古第三系や岩松デイスイトを不整合に覆つて分布する。摺出石凝灰質岩層は、田久保や今村などで玄武岩の溶岩やスコリアに覆われる。三浦半島ではこの玄武岩溶岩は、その下位に厚さ二メートルほどの玄武岩質スコリアを伴っている。この地域の玄武岩溶岩は、日岳玄武岩類であり摺出石凝灰質岩層を覆い、多良火山噴出物の鈴田川凝灰角礫岩層に覆われる。古第三系・日岳玄武岩・摺出石凝灰質岩層及び鈴田川凝灰角礫岩層は、最上位のいわゆる「くさり礫」を含む多良火山麓扇状地堆積物（土石流堆積物）に覆われる。

■ 2. 地質各論

1 古第三系

この地域の火山岩類の基盤岩である古第三系については松井ほか（一九六六）、山崎達雄ほか（一九六五）、一瀬（一九五三）などの詳しい報告がある。その地質年代は産出化石から古第三紀・始新世の諫早層群毛屋層から矢上層群侍石層、切宮層に對比されている。

2 岩松デイスイト(1) (角閃石黒雲母石英安山岩)

松井ほか（一九六六）では、これを角閃石黒雲母石英安山岩として次のように記載している。

鈴田川流域惣原・岩松付近に露出し、一部は大村湾の臼島を構成している岩石である。鈴田川流域では東西約一・五

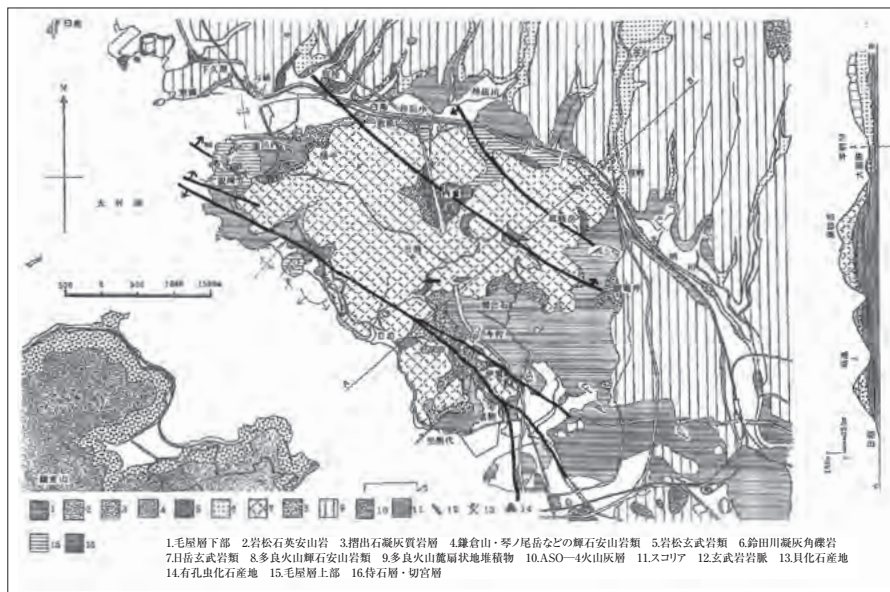


図1-3 大村市三浦半島地質図

(阪口和則・西村暉希、1995 原図を一部改変)

キトメにわたって露出している。

岩松デイサイトはところにより多少岩質を異にするが、黒雲母・斜長石及び少量の石英・角閃石を有する斑状岩に風化作用を受けており、風化面は黄色の砂状になっているところもある。有色鉱物の斑晶は少なく、黒雲母はほとんど認められない。斜長石斑晶も白島のものに比べて小さい。白島では一センチメートル内外の斜長石斑晶を多く含有し、一〜二ミリメートルの黒雲母を多く有する暗灰色の斑状岩で、斜長石の周縁部は風化のため褐色を帯びている。岩松デイサイトは、古第三系を貫き（鈴田小学校裏、田久保など）、摺出石凝灰質岩層及び鈴田川凝灰角礫岩層に覆われる。

3 摺出石凝灰質岩層

一瀬（一九五三）は、基盤岩（古第三系）よりも後期の砂層、礫層を後期水成岩と称し、それは集塊岩に覆われるとした。また、橘行一（一九五八）「昭和三十二年七月の多良火山の山崩れについて」では、多良火山の安山岩質集塊岩類の基底部に分布する一部安山岩の円礫を含んだ白色凝灰岩層を凝灰質礫岩層（大渡野層）と定義し、風観岳付近で多孔質玄武岩に覆われる凝灰角礫岩層もその一

部であるとした。更に凝灰質礫岩層(大渡野層)は、*Fagus sp.* *Quercus sp.* その他の植物化石が含まれることから茂木・喜々津両植物化石層と時代的に密接な関係にある堆積物であるとした。

山崎達雄ほか(一九六五)は、日岳一帯の松浦玄武岩類はその基底において厚さ約三〇メートルの凝灰質岩層を被覆しており、この凝灰質岩層が摺出石の東斜面に模式的に露れていることから摺出石凝灰質岩層と命名した。そして川棚町付近の褐鉄鉱層（かつていこうそう）と類似していることを指摘した。

摺出石凝灰質岩層は釜川内、内倉、摺出石及び日泊の高所を走る農道沿いなどに分布し、日岳玄武岩溶岩に覆われる。主に安山岩の角礫、亜角礫、円礫、レンズ状の砂層や泥層、軽石層などからなる厚さ約三〇メートルの火山性の堆積物で側方変化が激しい。礫の大きさはソフトボール〜バスケットボール大で、円礫層の部分での分級は良くない。砂層や泥層は薄層理を示し、ときに植物化石を含む。多くのEW〜N八〇度W方向の小さな断層によって切られている。角閃石安山岩の礫を多く含むことから喜々津植物化石層の延長と考えられる。礫の種類は場所によって違いがあるが、角閃石安山岩が主体で、複輝石安山岩、玄武岩、古第三系の砂岩、泥岩などからなる。一部で下位の堆積物を削り、河道を埋める構造が見られることから河道堆積物と思われる(写真1-6)。

摺出石凝灰質岩層は上位の鈴田川凝灰角礫岩層とこの地域で分布が隣接しており、肉眼的特徴がよく似ているので判別しにくい場合がある。



写真1-6 摺出石凝灰角礫岩 角礫層と砂層が積み重なっている、砂層の一部は上の角礫層によって溝状にけずられている、河川の堆積物であろう

4 玄武岩類

小倉(一九一九)は、郡川以南の大村市日岳付近に分布する玄武岩を一括して普通玄武岩とし、石基は斜長石、かんらん石、チタン輝石及び磁鉄鉱でガラスは見られないとしている。橘 行一(一九六二)「茂木植物化石層と松浦玄武岩」によると新期玄武岩と称し、斑晶としてかんらん石、チタン輝石、黒雲母を含み結晶質で、特にチタン輝石を含む点から、松本徂夫(一九六二)「北九州松浦玄武岩の岩石学的研究」の後期鮮新世の後期斑状玄武岩類(B₃)に對比できるとしている。

山崎達雄ほか(一九六五)「諫早炭田の地質」は、合計の厚さが約一〇〇メートルの溶岩台地をつくり、日岳、風観岳などを構成する玄武岩を松浦玄武岩類とし、その活動は鮮新世末から更に更に洪積世にまで及ぶとしている。松井ほか(一九六五)五万分の一の地質図幅説明書『大村』は、日岳、風観岳のものを普通輝石かんらん石玄武岩として、与崎、岩松、鈴田などに分布する無斑晶岩で緻密な玄武岩と区別して記載している。阪口和則・田島俊彦(一九八二)「大村市今富町岩名遺跡のアカホヤ火山灰」によると岩松付近に分布する貫入玄武岩類及びドレライトを松浦玄武岩類とし、日岳玄武岩類を新期玄武岩類(後で述べる多良岳新期玄武岩類とは定義が違う)として区別している。

(1) 岩松付近の玄武岩…岩船、玖島崎、与崎、白鳥、三浦半島の低所に分布

与崎では、摺出石凝灰質岩層を岩松玄武岩類が覆っている。この地より北東六〇〇メートルにあった元与崎温泉では岩松玄武岩類が鈴田川凝灰角礫岩層によって覆われる。また、岩松駅北の住宅裏では摺出石凝灰質岩層に貫入した岩松玄武岩が鈴田川凝灰角礫岩層によって覆われる。写真1-7。岩松玄武岩は黒色多孔質でその空隙には玉髓が晶出している。完晶質で間粒状組織を示し、かんらん石、普通輝石が多い。かんらん石、普通輝石は僅かにイデングサイトあるいは緑泥石に変化している。斜長石は〇・五ミリのほどの大きな短冊状を示し、イルメナイトと磁鉄鉱が多い。普通輝石かんらん石玄武岩である。玖島崎、寺島、与崎、岩船などに分布するものも同じである。

(2) 日岳付近の玄武岩…日岳、風観岳、伊達峰、三浦半島の高所

日岳及び風観岳をつくる黒色〜灰黒色の玄武岩は斑晶鉱物が大きく、かんらん石と普通輝石でできており、斑晶には斜長石は存在しない。斑晶のかんらん石はイデングサイトか緑泥石に変化している。充填間〜間粒状組織を示し、黒雲母あるいは金雲母を含むのが特徴で、普通輝石が多い。単斜輝石の一部は砂時計構造を示すチタン普通輝石であるが量的には少ない。イルメナイトや磁鉄鉱が多く含まれる。また、K—Ar年代として三・五Ma②(三五〇万年前)の年代値が求められている(土志田潔ほか(二〇〇二)「長崎・佐賀県有田―佐世保―川棚―大村地区と山口県見島のK—Ar年代および火山の時空分布(演)巨」)。

二 大村市多良岳火山地域の地質

多良山系を一つの大きな火山と見るか、いくつかの年代の大きく異なった火山活動の集積でできた火山と考えるか、多良岳地域火山岩類の「火山」としてのとらえ方は研究者によつて見解が異なっている。なかでも松本徳夫他(一九七三)「多良山系の地形と多良岳火山灰の地質」は、多良岳火山岩類の名称を多良岳、五家原岳などの山陰系角閃石安山岩に限定して使用している。一方、小形昌徳(一九八九)「九州西北部、多良岳地域の火山岩質」は玄武岩マグマと安山岩マグマの断続的な繰り返しによる火山活動とし、古期玄武岩類から新期安山岩類までを多良岳火山類と定義した。本文では、小形(一九八九)の考えにそつて先多良岳安山岩類より後の時代の火山活動を多良岳火山岩類とし、火山岩類の記載を行う。

■ 1. 地質概説

多良岳火山は、第四紀更新世前―中期に活動した大規模な成層火山③である。多良岳火山の活動は、古期玄武岩類、郡川火山岩類、古期安山岩類、新期玄武岩類と新期安山岩類に区分される。古期玄武岩類は千綿川、郡川、日岳、山茶花、竹崎、糸岐川など多良火山の南側を除く山麓に分布し平坦な溶岩流地形を呈する。郡川火山岩類は北側の鹿島市平谷及び西側斜面の萱瀬ダムから久良原などに分布し、玄武岩ないし玄武岩質安山岩の溶岩及び火砕岩類④の互層からなる。古期安山岩類は竜頭泉、大村の野岳湖周辺、雄ヶ原、諫早の白木峰、富川、境川の轟の滝、小長井の広川原など

に分布し、古期玄武岩類や郡川火山岩類を覆って中心火口から放射状に流下した溶岩流と火砕岩からなり、これらの一部は側火口から流出した。大村・諫早地域の古期安山岩類の低位には凝灰角礫岩の堆積物がありこれを阪口和則・山口修弘(二〇〇七)「大村市岩松付近の地質―特に鈴田川凝灰角礫岩の分布と層序」は鈴田川凝灰角礫岩と名付けた。

古期玄武岩類、郡川火山岩類及び古期安山岩類の三火山岩類については一・三～一MaのK-Ar年代^②が得られている(小形昌徳・富岡宣雄(一九九二)「多良岳地域の火山岩類のK-Ar年代」)。新期玄武岩類は赤木、大野原、国見岳、郡岳下部、赤似田、鉢巻山、小長井の平原などに分布し、北西及び東斜面に点在するスコリア丘とそこから流出した溶岩であり、〇・七～〇・八MaのK-Ar年代が得られている(小形・高岡 一九九二)。新期安山岩類は郡岳、武留路山、五家原岳、多良岳、帆柱岳などに分布し、山体の四方の斜面に分布する厚い溶岩流であり、中央火口から放射状に流れたものと側火口から流出したものとがある。〇・四～〇・六MaのK-Ar年代が得られている(小形・高岡 一九九二)。これらの古期玄武岩類から新期安山岩類までの火山岩類を覆って火山麓扇状地が発達する。

本地域の鮮新世の火山活動は、先多良岳安山岩類と日岳玄武岩である。先多良岳安山岩類は佐賀県鹿島市の琴路岳、浄土山、嬉野市岩屋川内川、千綿川、大村久良原など多良岳火山の北ないし北西斜面に分布し、多良岳火山岩類に覆われる火山岩類で、玄武岩からデイサイトまで多様な岩相を示す(小形 一九八九)。日岳玄武岩は、本地域西端の大村市三浦半島に分布するかんらん石玄武岩の溶岩・火砕岩である。

本地域の中新世の火山岩類は、杵島地域の唐泉山安山岩類(松本 一九七三)と本地域南西端の大村市岩松付近に分布する岩松デイサイトである。鹿島市の唐泉山を中心とし杵島から小城にかけての地域には、著しく熱水変質を受けた緑色を呈する溶岩、軽石凝灰岩、凝灰角礫岩など様々な火山岩類が分布する。岩質は、輝石安山岩―角閃石デイサイトである。これらは東彼杵町の虚空蔵山及び多良岳火山の北西部を構成する後期中新世の北松浦玄武岩及び同時代の安山岩に對比される火山岩類である。岩松デイサイトは七・二八Maのフィッシュントラック年代を示す(宮地六美・松本健夫(一九九二)「多良岳地域の火山岩類のフィッシュントラック年代」)。岩松デイサイトは大村市岩松町付近では古第三系の毛屋層に貫入

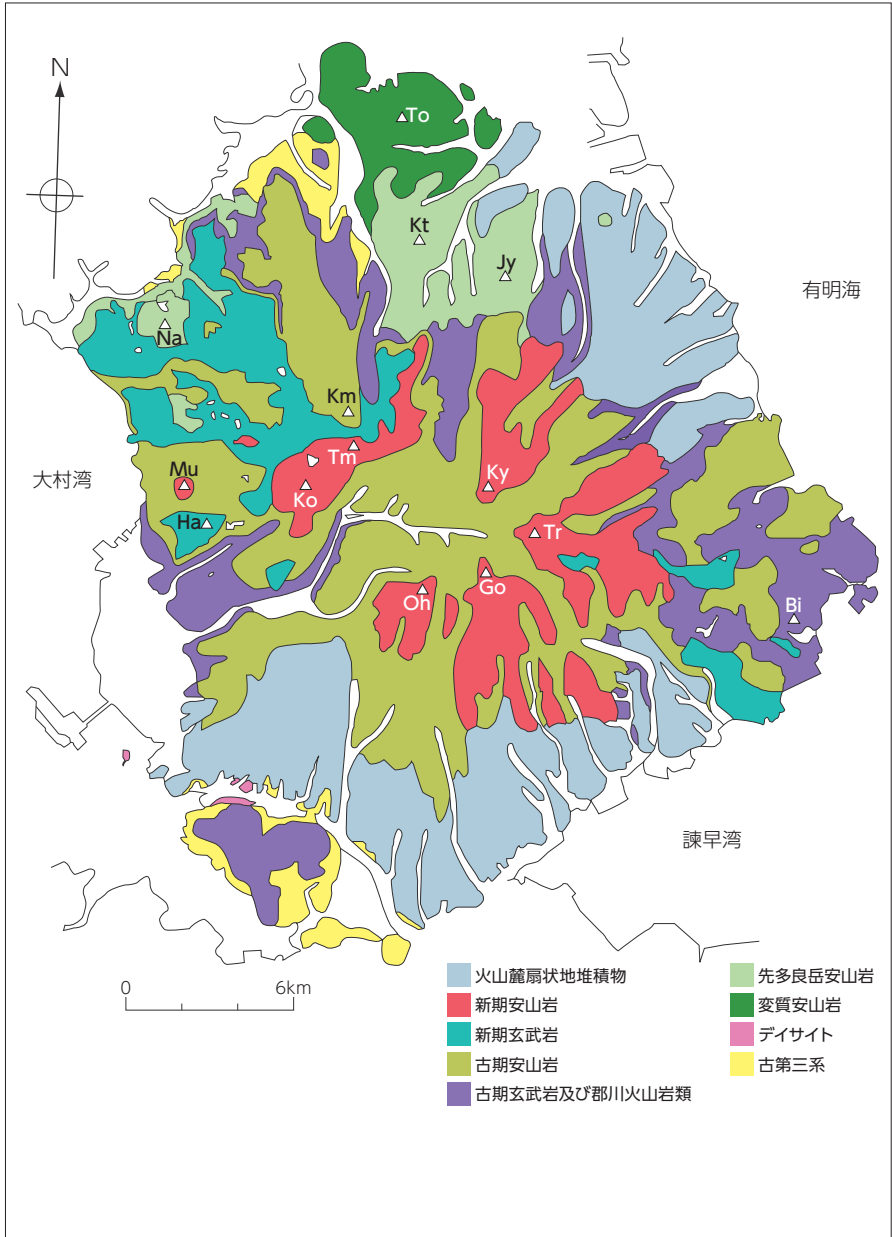


図1-4 多良岳地質図

(1/20万松井(1989)「長崎」、星住ほか(2004)「熊本」地質図、阪口ほか(1973)、阪口(2005)により編集)

表1-3 多良岳地域の層序表

年代		小形昌徳 (1989)	阪口和則 (1995、1999)
第四紀	更新世	岩屋火山角礫岩	
		火山麓扇状地堆積物	多良火山麓扇状地堆積物
		多良岳新期安山岩類	五家原岳溶岩 (角閃石安山岩)
		多良岳新期玄武岩類	大野原玄武岩
		火山性礫岩	
		多良岳古期安山岩類 (一部熱水変質)	白木峰溶岩
			富川溶岩
			岩屋凝灰角礫岩
			鈴田川凝灰角礫岩
			炭小屋角閃石安山岩
	郡川火山岩類		
	多良岳古期玄武岩類		
新第三紀	鮮新世		日岳玄武岩・岩松玄武岩
		先多良岳安山岩類	
	中新世		岩松デイスait・唐泉山安山岩類
古第三紀		古第三系	古第三系

層した火山角礫岩や円礫岩及び無層理の火山角礫岩よりなる。成層した火山角礫岩や円礫岩は土石流堆積物で、無層理の火山角礫岩は岩屑なだけ堆積物あるいは火砕流堆積物の様子を示す。

久良原安山岩は久良原から田下付近までの萱瀬川中流の川底に露出し、板状節理の発達した角閃石安山岩や普通輝石安山岩などの溶岩や自破砕溶岩、凝灰角礫岩、凝灰岩質砂層などからなる。田下の矢測橋の下には角閃石安山岩の礫を含む厚さ三メートルの凝灰岩層が見える。

し擾乱と熱水変質を与えている(写真1-8)。

本地区の始新世―漸新世の堆積岩は、佐賀県武雄市周辺、福岡県大牟田市周辺、長崎県諫早市周辺とそれら地域に囲まれた有明海に広く分布する。石炭層の発達から、武雄市周辺は唐津炭田、大牟田周辺地域は三池炭田、諫早市周辺地域は諫早炭田に属する。三池炭田と有明海には大牟田・諫早・万田層群の始新統が、諫早炭田には諫早・矢上層群が、唐津炭田には相知・杵島層群の漸新統が分布する(表1-2)。

■2. 地質各論

1 先多良岳安山岩類

先多良岳安山岩類は琴路岳安山岩、岩屋川内安山岩、千綿川安山岩、境川安山岩・久良原安山岩などからなる。琴路岳安山岩は佐賀県鹿島市の琴路岳・浄土山など集塊岩特有の起伏の激しい山体をつくる。岩屋川内安山岩・千綿川安山岩・境川安山岩・久良原安山岩などは河川沿いに小規模に分布する。鹿島市の琴路岳安山岩は、下部の薄い溶岩流を挟む火砕岩と、上部の溶岩流から構成されている。下部の火砕岩は成

2 多良岳古期玄武岩類

多良岳古期玄武岩類は、多良岳火山東部の小長井・大浦・太良・鹿島などに分布し、小長井や大浦ではその分布範囲が広い。また北部では嬉野町岩屋川内、西部は千綿から大村にかけて分布する。大浦の糸岐川流域では数十枚の溶岩と降下火砕物の互層が見られる。互層している部分での溶岩は、厚さ数一〇センチから数メートルのレンズ状に挟まれている。降下火砕物は層状を示し、風化により赤褐色の粘土になつている場合が多い。多良岳古期玄武岩類は複数の割れ目噴火による溶石台地を形成する。大村市では原から石場更に愛宕大神宮裏、池田湖付近、荒瀬、重井田、玖島崎、岩松、三浦半島などに分布する。原町では二〇メートルほどの崖をつくり、縦方向の不規則な亀裂(節理)を示したり、一〜二メートルのブロックが積み重なつたような産状を示す。そのほか原の対岸や佐奈川内川の重井田橋より上流で見られる。

岩質はかんらん石普通輝石玄武岩で斑晶は

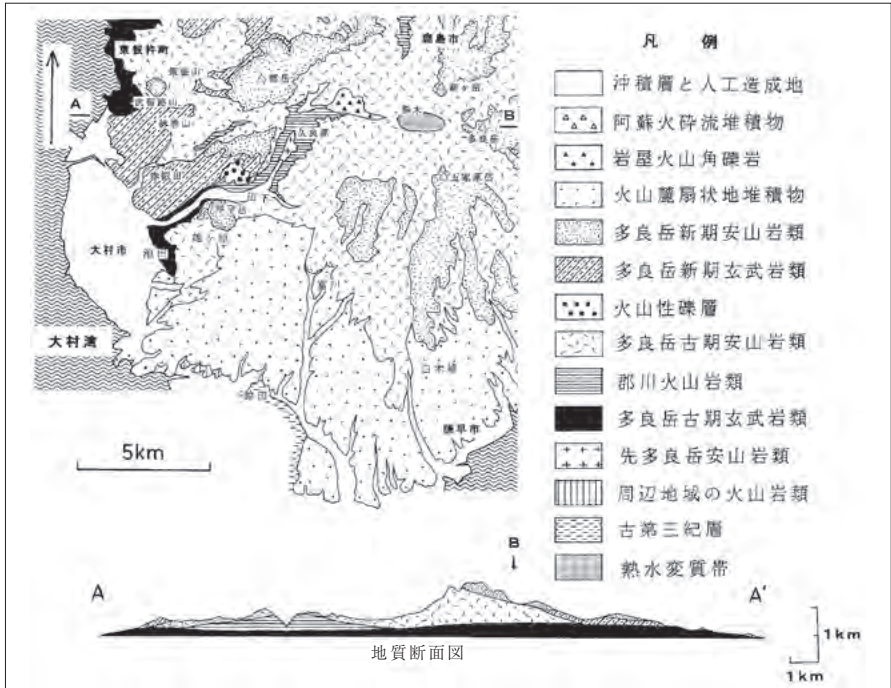


図1-5 大村市周辺の地質図(多良岳地域の地質図と断面図の一部)

(小形(1998) ©日本地質学会)

普通輝石とかんらん石で斜長石は大きく、累帯状のダストを含む。石基は間粒状組織を示す。石場ではこの玄武岩を板状節理の発達した多良岳古期安山岩類が覆っている。本経寺にある大村家の巨大な墓石の石材として使われているいわゆる萱瀨石はこの玄武岩で採掘場所は石場付近と考えられる。

3 郡川安山岩類

郡川安山岩類は萱瀨ダム左岸から中岳にかけてや佐賀県の中川などの川沿いに分布する。郡川安山岩類は降下火砕物に富み、溶岩と降下火砕物が互層する成層火山である。浸食による険しい崖をつくり、上位の多良岳古期安山岩溶岩や新期安山岩溶岩（牧場安山岩）との境は浸食の違いによって地形図からも識別できる。火砕岩と溶岩流が累重し、中岳付近では火砕岩が多数の薄い溶岩を挟んで、いわゆるアグルチネート(5)をつくり、総層厚二〇メートル以上に達する。火砕岩の大部分は降下火砕物で、発砲したこぶし大の黒色スコリアや角礫からなる。久良原や仏の谷などではラミナの発達した厚さ一〜二メートルの砂層あるいは泥層を挟み、水の存在下で再堆積したことを示している。萱瀨ダム左岸では火砕岩が幅〇・五〜〇・八メートル程度の多くの玄武岩質岩脈で貫かれている(写真1-9)。岩石はかんらん石普通輝石玄武岩ないし普通輝石斜方輝石安山岩である。斑晶はかんらん石、普通輝石、斜長石からなる。石基は斜長石、普通輝石、磁鉄鉱、かんらん石及びガラスからなりガラス基流晶質組織を示す。炭小屋付近の旧石切場において見られる火砕流堆積物にはガス抜けパイプ構造(6)が見られ(写真1-10)、同じ露頭では火砕流堆積物が一メートルほどの幅を持つ角閃石安山岩岩脈(写真1-11)によって貫かれている。中岳町堂ノ本の切詰城跡はこの郡川安山岩類で出来た険しい地形の上にある。中岳では上位の多良岳古期安山岩類に覆われる。

4 多良岳古期安山岩類と鈴田川凝灰角礫岩

(4-1) 多良岳古期安山岩類は大村安山岩(松井ほか 一九六六)、大村安山岩類・経ヶ岳安山岩類Ⅰ(松本 一九七三)とも呼ばれる。多良岳古期安山岩類は綿打池周辺、野岳湖周辺、高良谷放牧場、北川内、南川内、雄ヶ原周辺、鳥甲山・摩利支天、大花山、諫早市の富川溪谷から白木峰、千綿の竜頭泉など多良岳火山地域の広い範囲

に分布する。数十枚の溶岩流と凝灰角礫岩の互層からなり、板状節理(写真1-12)が発達する。各地で碎石用石材として採石されている。岩石は普通輝石斜方輝石安山岩、角閃石含有普通輝石斜方輝石安山岩、斜方輝石角閃石安山岩である。諫早市の轟の滝では軽石を含む凝灰角礫岩や軽石流堆積物(火砕流堆積物の一種)が認められる。高良谷放牧場は普通輝石紫蘇輝石安山岩や(普通輝石)紫蘇輝石安山岩からなる溶岩台地であり、重井田付近では裏見滝などの板状節理の発達した二〇以上の連続した断崖をつくっている。斑晶には角閃石はほとんど含まれず、石基は填間状組織である。これは郡川安山岩類を覆っている。

雄ヶ原、大谷、裏見滝、飯盛山から遠目にかけての地域や小長井の広川原にはサヌカイトに似た特徴のあるガラス質安山岩が分布する。雄ヶ原ではこのガラス質安山岩が集中的に熱水変質を受けて白土鉱床をつくっている。黒木の谷の大払では多良岳古期安山岩類が熱水変質を受けて緑泥石、方解石、石英や黄鉄鉱などを生じ、かつて鉄山、銅山などとして採掘された記録が残っている。千綿の中尾山や高峰のものは暗灰色を示す斜方輝石角閃石デイサイトで、斑晶は斜長石、角閃石、斜方輝石、磁鉄鉱からなる。石基は斜長石、斜方輝石、磁鉄鉱及びガラスからなりガラス基流晶質組織を示す。この中尾山や高峰の斜方輝石角閃石デイサイトは多良岳古期安山岩類とは性質が異なるので将来は独立させる必要がある。現在、大村市ではこの古期安山岩類を採石の対象としている。石場付近では下位の多良岳古期玄武岩との境が観察される。

井川寿之・永尾隆志(一九九六)「北西九州、多良岳火山地域に分布する玄武岩類と安山岩類の成因関係」では古期安山岩類を厚い溶岩流からなる部分と溶岩ドームを形成する部分(千綿高峰)に分けた。溶岩流からなる部分は層厚二〇以上の非常に厚い安山岩質デイサイト質溶岩流からなり、全体に厚さ数センチメートルの板状節理が発達する。溶岩流の最上部と最下部、末端部は急冷されてガラス質となる。また、溶岩流の間には長期の活動の休止を示すような堆積物や火砕岩は認められないことから永尾隆志ほか(一九九五)「九州の平坦面を形成する安山岩の地質学的・岩石学的特徴」洪水安山岩「の提唱」によるとこれを「洪水安山岩」と呼んでいる。

(4-2) 鈴田川凝灰角礫岩層

鈴田川凝灰角礫岩層は多良岳火山南部を流れる鈴田川、本明川、長田川をはじめ多くの河川の川筋に沿って分布し、固結度の高い角礫層や亜円礫・円礫あるいは層理の発達した淘汰の良い明るい色調の砂層・泥層、一部に暗い色調のクロスファミナの発達した淘汰の良い砂層(三ツル)などの厚い地層からなる堆積物である。水平方向にも鉛直方向にも岩相の変化が激しく一部土石流堆積物の特徴を示す部分もある。本明川上流の富川渓谷では多良岳古期安山岩類に直接覆われる。主に複輝石安山岩質の礫からなっており、一部に多孔質の複輝石安山岩や角閃石安山岩の礫(特に長田川の御手水観音付近では多い)を含んでいる。野外では、上位にくる多良火山扇状地堆積物とは固結度の違い、円礫や砂層、「くさざり礫」の有無などで区別できる。鈴田小学校の北、標高七〇メートルでは古第三系を不整合に覆う砂層・泥層を主とする鈴田川凝灰角礫岩層の見事な露頭がある(写真1-13)。鈴田川凝灰角礫岩層の堆積環境は河川及び一部湖沼が考えられる。

5 多良岳新期玄武岩類

多良岳新期玄武岩類は溶岩と火砕岩からなり、火砕岩の部分は風化して赤褐色を示す。東部の山茶花、田原溜池、竹崎、西部の赤木池、大野原、郡岳下部、鉢巻山、赤似田、原町に分布する。

山茶花玄武岩は降下スコリア堆積物と複数の溶岩からなり、田原溜池周辺ではきれいに成層した厚さ二〇メートルを超えるスコリア層が見られる。毘沙天岳では降下スコリア堆積物とそれを貫く岩脈が見られる。

岩石は灰白色～灰黒色の緻密な普通輝石かんらん石玄武岩で、斑晶として普通輝石、かんらん石、斜長石を含み、石英はかんらん石、普通輝石、短冊状斜長石、アルカリ長石、チタン鉄鉱、磁鉄鉱などからなり間粒状組織を示す。化学組成や岩石学的特徴は古期玄武岩類と共通している。噴出量は古期玄武岩類の一〇分の程度で、火砕物の量が多く、小長井・大浦付近では東西九カ所以上の噴火口を持つ複成の火山群である。

佐賀県太良町大浦の竹崎島は小規模ながら火山の形態を良く保存している。すなわち、竹崎港が火口跡でありその火

口を中心として紡錘状火山弾を多量に含む集塊岩や玄武岩溶岩と火山碎屑岩の互層で、厚い玄武岩質集塊岩に貫入する多くの岩脈などが見られる。

大野原玄武岩は郡岳と遠目岳の鞍部から北へ嬉野町陣野、西は大野原台地・赤木台地などに分布し、大野原玄武岩は下位の中岳かんらん石玄武岩と上位の大野原かんらん石普通輝石玄武岩の二つに分かれる。大野原かんらん石普通輝石玄武岩は噴石丘をつくり、赤木池や坂下などの噴石丘からは紡錘形やリボン形の火山弾が放出されている。

大村では、鉢巻山、赤似田、原町などに分布する。鉢巻山の主体は噴石丘で、数本の玄武岩の岩脈で貫かれている。鉢巻山玄武岩は赤色の降下スコリア堆積物と西に薄く広がる溶岩流からできている(写真1-14)。岩石は普通輝石かんらん石玄武岩で斑晶のほとんどは周辺がイチングサイトに變化したかんらん石である、石基は間粒状組織を示す。時に斑晶として融食された石英を含む。

赤似田玄武岩は複数の溶岩流と降下スコリア堆積物の互層からなり、灰白色～灰黒色の緻密な普通輝石かんらん石玄武岩及びかんらん石玄武岩で、斑晶として普通輝石(時にチタン輝石質)、かんらん石、斜長石が含まれる。まれに捕獲石英を含むことがある。原町では琴平岳西で板状節理の発達した多良岳古期安山岩類を覆っている。宮代町の久水付近では赤似田玄武岩が多良岳古期安山岩類を覆っている。大村市菅無田では下位の郡川安山岩類の凝灰角礫岩との境が見られる。

6 多良岳新期安山岩類

多良岳新期安山岩類は紫蘇輝石普通輝石黒雲母角閃石安山岩で、一般に灰青色～灰白色を呈し、斑晶として一～五ミリの長柱状の角閃石、三ミリの黒雲母を有するほか、輝石、斜長石を含む粗粒の安山岩である。斑晶は角閃石、紫蘇輝石、普通輝石、黒雲母、斜長石、磁鉄鉱からなり、石基はガラス基流晶質組織を示し、紫蘇輝石、斜長石、アルカリ長石、ガラスなどよりなる。これらの岩石学的な特徴は古期安山岩類と共通している。ただし、古期安山岩類に比べて噴出物全体に占める角閃石安山岩の割合が大きい。熔岩円頂丘をつくっているのはほとんど角閃石安山岩である。嬉

野安山岩、柳谷安山岩、風配安山岩、仏ノ辻安山岩などの噴出量の多い溶岩流は角閃石含有普通輝石斜方輝石安山岩で、オパサイト化した角閃石、分解された黒雲母、塵状斜長石の斑晶を含むことが特徴である。中心噴火を行い、溶岩流と溶岩円頂丘からできている。多良岳新期安山岩類は経ヶ岳安山岩Ⅱ・山陰系角閃石安山岩類（松本 一九七三）に相当し、溶岩流と溶岩円頂丘とに分けられる。小形（一九八九）は多良岳新期安山岩類を牧場安山岩、広川原安山岩・多良岳安山岩・風配安山岩、五家原岳安山岩、仏ノ辻安山岩、郡岳安山岩、武留路山安山岩、帆柱岳安山岩などに分けそれぞれ次のように記載している。東部の広川原・多良岳・風配安山岩は山茶花玄武岩を覆う。広川原安山岩は黒色で、著しくガラス質な溶岩である。風配安山岩は黒色緻密で板状節理が発達する。多良岳安山岩は多良岳、黒木岳、一ノ宮岳の連なる山頂部を構成する溶岩で、青灰色で板状節理が発達する。経ヶ岳・大花山・五家原岳下部・烽火山安山岩などがこれに属する。五家原岳安山岩は暗灰色で板状節理が認められ、五家原岳山頂を構成し、南へ約八度傾斜した溶岩流で、仏ノ辻安山岩に覆われる。帆柱岳安山岩は溶岩円頂丘をつくり灰色でやや発泡しており酸化作用により不均質に赤色化している。

牧場安山岩（高良谷放牧場の北を模式地にする）は板状節理が発達する黒色溶岩で、郡岳安山岩の一部である。高良谷放牧場では牧場安山岩の下位に角閃石をほとんど含まない多良岳古期安山岩の厚い溶岩がある。

郡岳安山岩は板状節理が発達し、暗青色中に赤色の流理が観察される。比高約三〇〇メートルの溶岩円頂丘（写真1-5）で、青灰色紫蘇輝石角閃石安山岩で、塊間状組織を示す。武留路山安山岩は比高約一五〇メートルの溶岩円頂丘（写真1-5）で、青灰色を呈し、一部に板状節理が認められる。

郡岳安山岩は斑晶として黒雲母を含まない紫蘇輝石角閃石安山岩で、角閃石はほとんどオパサイトに變化していない。萱瀬ダム付近では郡川安山岩類や多良岳古期安山岩類を貫く東西性の数本の角閃石安山岩岩脈として観察あるいは報告されている。黒木の旧石切り場では郡川安山岩類を貫く角閃石安山岩の岩脈が認められる。この岩脈は二・三メートルの幅を持ちN七〇度W方向に延びる。また、萱瀬ダム右岸では多良岳古期安山岩類の凝灰角礫岩を貫く幅八〇センチメートルの岩脈

が見られ、N五〇度Wの方向を示す(写真1-6)。

井川・永尾(一九九六)は多良岳新期安山岩類も層厚一〇〇mの厚い溶岩流で、全体的に板状節理が発達した下部層と、溶岩ドームを形成する上部層に分けている。

7 多良火山麓扇状地堆積物

多良岳火山地域南部では、西から大村市東大村二丁目の横山頭、諫早市湯野尾町の川頭及び白木峰町などを扇頂とする三つの大きな火山麓扇状地が形成されている。平均約二〇mほどの層厚を持ち、下位の地層を薄く覆っている。この堆積物は多良岳火山の輝石安山岩類や鈴田川凝灰角礫岩層が風化・浸食されその碎屑物が土石流などによって運搬され再堆積したものである。この堆積物は巨礫や大礫の亜円礫を主とし、全層が強く風化されていわゆる「くさり礫」になっているのが特徴である。

以上の小形(一九八九)の考えは、現段階では多くの論文に引用されているが、一つの火山の活動期間や火山活動の規模が特別に大きいと考えられる阿蘇火山や箱根火山の場合でも四〇万年であることを考えると多良火山の六五万年は長すぎることや、古期玄武岩類のK-Ar年代が一・〇二Maはフィッシュトラック年代測定による松浦玄武岩類の年代八・七四Maと著しく異なっている。このことなどから、多良岳古期玄武岩類から多良岳新期安山岩類を一連の火山活動であるとする考えは適当ではないという反論(松本徭夫(一九九二)「西暦日本における後期新生代の火山系列と火山活動」)があり、今後問題が残されている。

(阪口和則)

- (1) マグマが地表に出て固まった岩石を火山岩といい、鉄・マグネシウムの多い方から少ない方に玄武岩、安山岩、デイサイト、流紋岩に分けている。
- (2) Maは一〇〇万年前を、K—Arはカリウムの半減期を使った年代測定法を示す。
- (3) 成層火山とは、安山岩質の火山がつくる火山の形で、溶岩と火砕岩の互層によって形成されている。粘性の強いデイサイトや流紋岩の山は溶岩ドームをつくりやすい。
- (4) 火山岩は噴出の形態によって溶岩と火山砕屑岩（火砕岩）に分けられる。火山砕屑岩（火砕岩）も礫や火山灰の含まれ方によって凝灰岩、凝灰角礫岩その他に分類され、特に玄武岩質で多孔質の礫を含む凝灰岩に対してスコリア凝灰岩（スコリア堆積物）といい、風化面はつよい赤色をしめす。
- (5) アグルチネートとは、噴火口近くに堆積した火砕岩（溶岩の断片を含む）でその熱のため一部が再び溶けて固まったもの。
- (6) ガス抜けパイプとは、高温の火砕流堆積物が堆積した後、内部にあったガスが堆積物を突き破って抜け出した跡で、火砕流堆積物である証拠のひとつになっている。



写真1-10 ガス抜けパイプ構造 黒木石切場の跡で見られる郡川火山岩類の火砕流堆積物中のガス抜けパイプ構造。高さ20mの崖の上部に見られ、火砕流堆積物（高温）のひとつの特徴を示している



写真1-7 岩松玄武岩貫入岩体 多良火山麓扇状地堆積物／摺出石凝灰角礫岩／デイサイトのようにならぶ 摺出石凝灰角礫岩層の部分に玄武岩が貫入している



写真1-11 火砕流堆積物を貫く角閃石安山岩岩脈 黒木石切場の跡の同じ崖に見られる厚さ50cmの2枚の角閃石安山岩脈、N70°Wの向きを示す

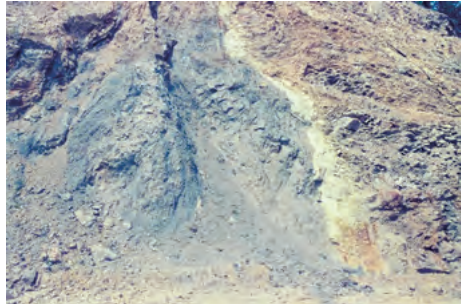


写真1-8 岩松デイサイトの貫入・変質 古第三系の砂岩泥岩互層(左)にデイサイト(右)が貫入し古第三系に変形と熱水変質(幅50cmほどの白い脈の部分)を与えている



写真1-12 多良岳古期安山岩類の特徴を示す板状節理 中岳林道中岳無線塔への分岐点



写真1-9 玄武岩岩脈 蒼瀬ダム左岸の郡川火山岩類の凝灰角礫岩を幅30～80cmの数本の玄武岩質岩脈が貫いている



写真1-15 ドーム状の武留路山(左)と盾状の鉢巻山
多良岳新期安山岩類の武留路山と多良岳新期玄武岩類の傾斜の緩やかな鉢巻山(右)、溶岩の粘りけの違いによって山の形が違う



写真1-13 鈴田における不整合 古第三系を不整合に覆う鈴田川凝灰角礫岩の砂質優勢な部分、崖の高さは20m



写真1-16 古期安山岩類を貫く角閃石安山岩岩脈
菅瀬ダム右岸で安山岩質凝灰角礫岩を貫く角閃石安山岩岩脈(多良岳新期安山岩類)、幅80cm、向きと傾きはN50°W、76°N



写真1-14 武留路山の近くで見られるスコリア層 下位から多良岳古期安山岩類の溶岩、多良岳新期玄武岩類のスコリア層(約80cm)とその上に重なる玄武岩溶岩

第四節 大村平野

大村平野は、大村湾東岸に位置する更新世から完新世①の扇状地を主体とする平野である。形態は南北九キロメートル、東西三キロメートルで扇形に広がり、分布高度は四五メートル以下である。この平野は、更新世の旧期扇状地、谷底低地、氾濫原、完新世の新时期扇状地と河海性沖積地（三角州）及び砂州に細分される②③。

谷底低地は佐奈川内川、大上戸川の開析谷中に分布する小規模な平野である。氾濫原は旧期扇状地の扇頂部にあたる荒瀬から鬼橋、今富に発達し、現在の郡川により浸食され、段丘化している。砂州は松原や大上戸川南などの海岸沿いに僅かに見られる。

① 大村扇状地

大村扇状地については、田中正央（一九七七）「大村扇状地の地形」や長岡信治（一九九七）「黒丸遺跡の地形と地質」・長岡信治（一九九八）「第一節長崎県の地形と地質」の詳しい報告がある。ここではこれらを参考・引用して記述する。

大村扇状地はその両扇側を、多良岳火山の新旧の火山噴出物からなる火山斜面に囲まれている。扇頂は郡川が多良火山の谷を離れる坂口に位置し、半径約三キロメートル、扇頂角一三五度の広がりがある。沈水した等深線マイナス一八メートルまでを扇状地とすると実質の半径は六キロメートルに達する。扇面の勾配は一三％程度である。大村扇状地は郡川水系と大上戸川水系の合流

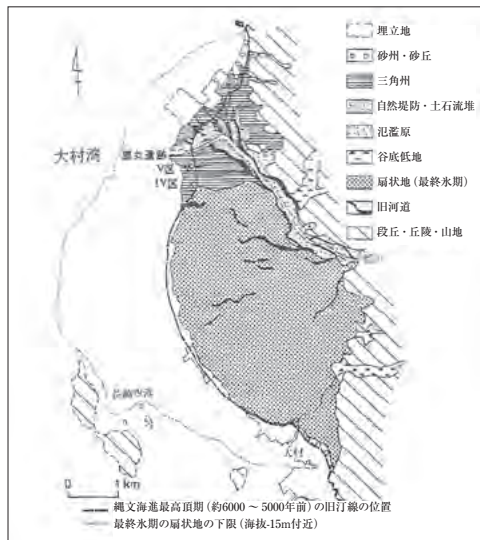


図1-6 大村平野の地形分類図と縄文海進極相期の海岸線の位置 国土地理院（1980）を1984年国土地理院撮影の2万分の1航空写真で修正（長岡（1997）より）

扇状地である。

郡川左岸に発達する大村扇状地は、雲仙岳や多良岳周辺の火山麓扇状地を除くと県内では最大の河成扇状地である。現在の矢次橋付近から郡川河口に向けて広がる平野は完新世の新时期扇状地又は三角州であるが、それ以外の部分は更新世に形成された旧期扇状地である。

更新世の旧期扇状地は厚さ六〇メートル以上の砂礫層からなっている。この砂礫層は始良Tn火山灰(ATI)に覆われ、更にその上位には鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)③をのせている(阪口和則(一九九七)「大村扇状地と周辺の地質」)ことから、砂礫層上部は最終氷期最盛期の二〜三万年前に形成されたと推定される。更にこの砂礫層は、大村湾海底の沖積層の基底砂礫層に連続し、低海面期に対応して形成されたことを示している。大村湾における約五〇〇〇〜六〇〇〇年前の縄文海進期の最高海面高度はマイナス〇・五〜十一・〇メートル(Yokoyama et al. 1996)なので、完新世には針尾・早岐瀬戸以外、例えば諫早地峡などを介して大村湾が有明海や外海と直接通じるようなことはなかったと推定される。

旧期扇状地の表面には傾斜方向に比高一〜二メートルの放射状の土石流堆積物などによる多数の微高地があり、その間に旧河道が認められる。扇端部の今津町海岸近くでは、海岸線に沿って海拔五メートル以下に比高一〜二メートルの急崖ないし急傾斜があり、比高一メートルあまりの海蝕崖を伴って海食台が形成されており、そこに扇状地礫が露出する。扇端部は海岸から海底面にそのまま連続し、水深二〇メートル付近で湾底に没する。

旧期扇状地を構成する砂礫層は、大村湾底の沖積層基底礫層である更新世のB層(建設省国土地理院(一九八〇)『沿岸海域基礎調査報告書(大村湾地区)』④)に連続する。B層は有明海の島原海湾層(有明海研究グループ(一九六五)『有明・不知火海の第四系』)とく、有明軟弱粘土層について)に対比されている(建設省国土地理院(一九八〇)『沿岸海域基礎調査報告書(大村地区)』)。

二期 新期扇状地及び三角州

三角州は平野北部郡川下流部の黒丸・沖田・寿古の海拔一〇メートル以下に発達する。

その平均勾配は七五%である。土石流

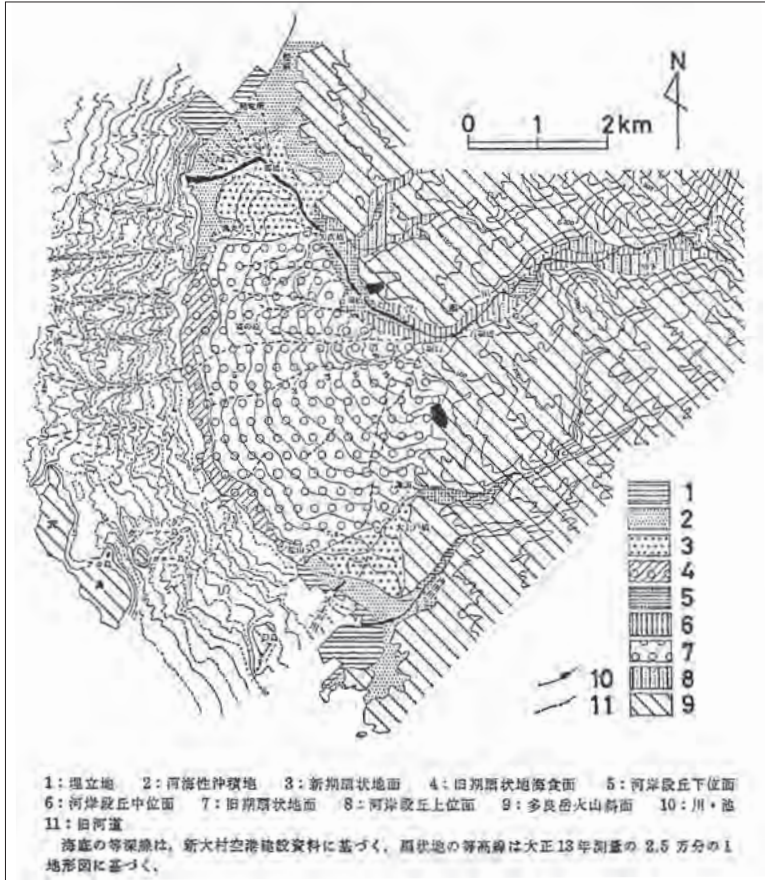


図1-7 大村扇状地の地形

(田中(1977)より)

堆か自然堤防と考えられる細長い高さ数メートルの微高地群が、三角州の上流側から放射状に分布している。下流部には分流する旧河道が数多く認められる。三角州は厚さ一〇メートル以上の砂礫とシルト・粘土(⑤)の互層及び貝殻片からなっている(長崎県一九七三・建設省国土地理院(一九八〇))。

田中(一九七七)は、新期扇状地及び河海性沖積地(三角州)について次のように記載している(④)。

1-2. 黒丸付近の沖積面では、厚さ一メートルの有機物を含むシルト層の下に、黄褐色の粘土分の多い円礫層があり、薄く旧期扇状地面を覆っている。九州電力大村発電

所におけるボーリング資料ではマイナス一〇以下が粘土分の多い円礫層であり、これは扇状地礫層であろう。マイナス一〇以下から地表までは小礫を主とする砂礫層、砂層、泥層、貝化石を含む砂層、砂礫層が順に堆積していることから、この地域は河海成の沖積層と新期扇状地礫層（三角州）とが指交関係にある場所と考えられる。黒丸付近の沖積層の厚さは一メートルあまりで有機物を多量に含む砂質シルト層であり、旧期扇状地と新期扇状地の間に挟まれて、後背湿地を形成していたものである。このシルト層は縄文晩期、弥生期の土器片、黒曜石の石器を含んでいるが、それらは摩耗しておらず、よく原形を残していることから、この地層が流れの弱い氾濫水に堆積したことを物語っている。なお、この沖積層の地表下五〇～六〇センチの間で採取された木片の¹⁴C年代は三二六〇±八〇年B. P. (GaK-16917)であった。大上戸川水系でも沖積層が薄く旧扇状地礫層を覆っている。新期扇状地礫層も、海岸近くでは河海成の砂の多い砂礫層に移行する。郡橋下流の条理遺構はA. C. 七〇〇年頃には既に構築されていたとみられ、新期扇状地面と沖積面の形成はこの頃（約一三〇〇年前）までにはほとんど完了していたと考えられる（田中 一九七七）。

沖積層は大村湾底の完新世のA層（建設省国土地理院 一九八〇）⁴に連続する。A層は、有明海の有明粘土層（有明海研究グループ 一九六五）に対比されている（建設省国土地理院（一九八〇）『沿岸海域基礎調査報告書（大村湾地区）』）。このことから、郡川の三角州は完新世の高海面に対応して形成されたと推定される。黒丸遺跡はこの三角州の上に立地している（長岡信治 一九九七）。

三 河岸段丘

河岸段丘は郡川に沿って坂口から田下^{たじも}までは広く分布するが、田下より上流では分布が狭くなる。田中（一九七七）は段丘面上には火山灰はのつておらず、段丘礫中にも鍵層は見できなかったため、段丘面高度の連続性、河床からの比高によって上位、中位、下位の三つの段丘に区分し、次のように記載している。

上位段丘は田下付近で最も広く発達し、河床から一五～二〇メートルの比高にある。この堆積物は、黄褐色の粘土をまじえた

砂礫層であり、径二メートル近くの礫を含み、淘汰も悪く乱雑に堆積した洪水堆積物である。田下での上位面の中央におけるボーリングの結果では、この礫層は三メートルの層厚で基盤の溶岩と接する。この基盤深度は基盤を露出させている現河床高度より一〇メートルほど低い。上位段丘面形成期には、菅瀬川流域の山腹斜面からの岩屑生産が激しく、扇状地形成の大きな要因になったと考えられる。石場橋付近では基盤の玄武岩溶岩が河床に露出している。上位段丘面は原町付近で中位面との比高を減じて消失し、上位面は、中位面下に埋没しているものとみられる。

田下付近では中位面は上位面と二〜三メートルの比高をなし、河岸に狭く分布しているが、原町付近から坂口までは谷間のほとんどを占めて上位面を覆っている。扇頂の坂口付近では、中位面が〇・五〜一メートルの段丘崖をもって旧期扇状地面を切っている。中位面は上位段丘礫層を浸食して形成された砂礫浸食面段丘であろう。

下位段丘は現河床より一〜二メートルの比高を持ち、上・中位面の砂礫浸食段丘であろう。この面は新期扇状地面になめらかに連続する。

上位面が堆積面であるのに対し、中・下位面は浸食面である。下位面に続く三角州、新期扇状地は旧期扇状地よりも規模は小さく、堆積物も薄い。このことは、中・下位面形成期には、上流での岩屑生産が少なかったことを示すものである、新期扇状地砂礫には上位段丘から洗掘された二次堆積物が含まれるであろう。

四 基底地形

基底地形図 図1-8 は、建設省国土地理院（一九八〇）、大村市水道局の大村市水道水源さく井工事ボーリング資料、湯の華のボーリング資料及び本町アーケードの親和銀行跡地のボーリング資料を使って作成した。溶岩あるいは古第三系に達した深度をもつて扇状地礫層の基底とした。扇側の諏訪ではマイナス一六メートル、大上戸橋付近でマイナス三〇メートル、扇端の松山付近でマイナス三四メートル、扇央の富の原でマイナス六四メートルである。

基底地形図を見ると、扇側から扇央に向かって深くなっており、最大へこみの向きは坂口町から今津町である。初期の郡

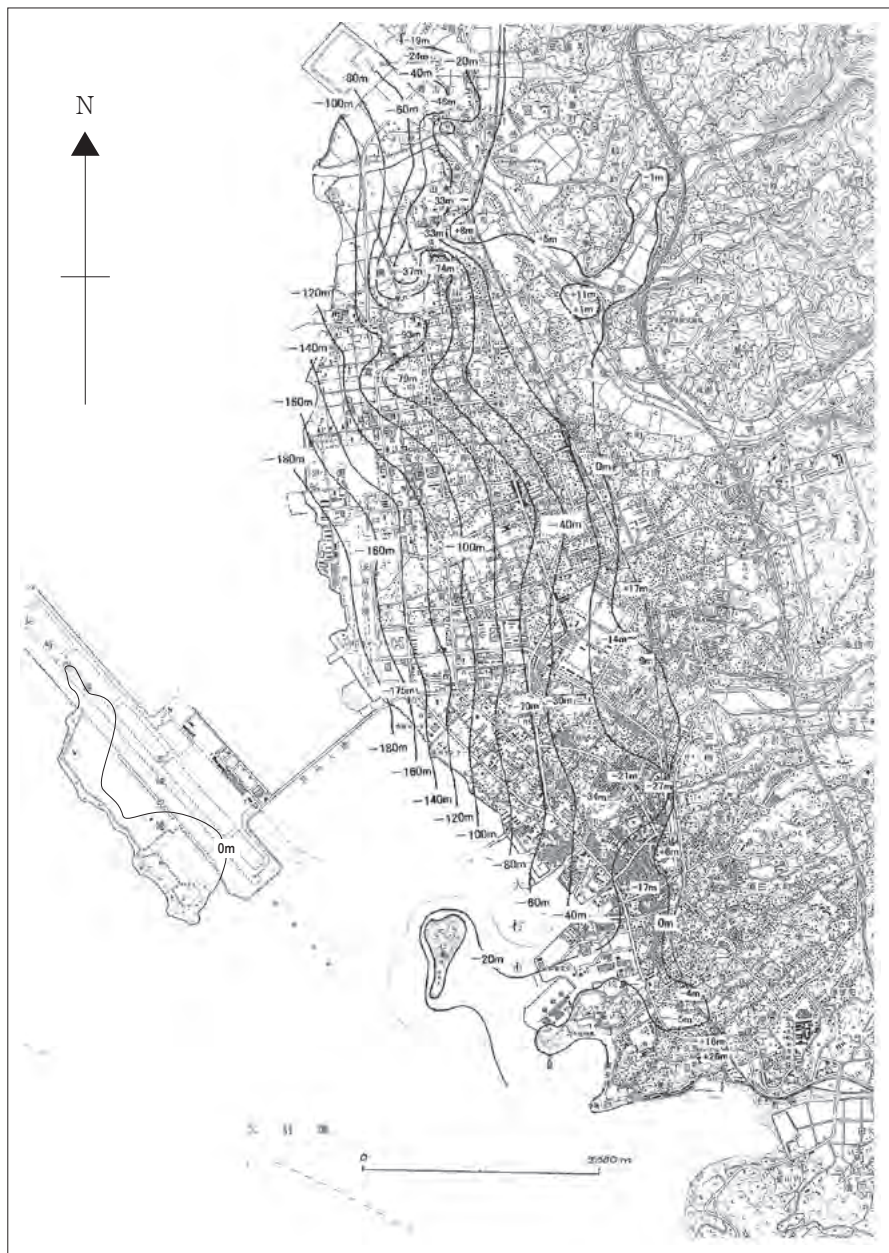


図1-8 基盤岩の等深線 等深線の間隔は20m 富の原付近に等深線の乱れが見られる。

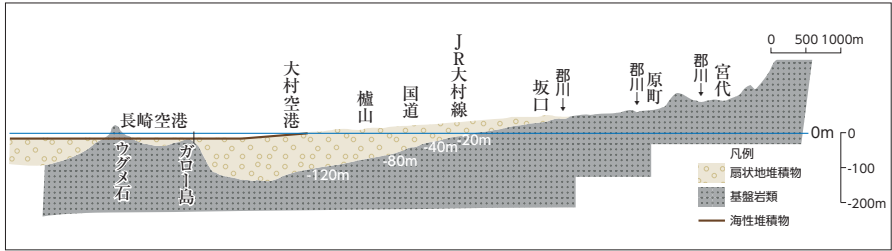


図1-9 大村扇状地の(東北東—西南西)縦断面図 基盤岩類が箕島付近で急激に浅くなる。完新世の海性堆積物の厚さは薄く、5mほどの厚みしかない。

川はこの向きに流れていたものと考えられる。扇頂と扇央を結ぶ基底地形の断面から推定される傾斜は八〇% (傾斜角約四・六度) で、現在の萱瀬川や旧期扇状地面の勾配(二二%)よりも遙かに急傾斜である。また、基底地形を見ると北部の鬼橋から富の原方向と上川原から黒丸方向にかけては西に突きだした安山岩ないし玄武岩からなる二つの尾根地形があり、その間に挟まれる黒丸から宮小路にかけては谷地形が認められる。この谷地形の延長は現在の佐奈川内川に連続するのうに見える。大上戸川の流路の方向にも基底地形の小さな谷地が見られる。また箕島と多良岳火山との間には北西から南東に基盤岩に深い谷が形成されていたことが分かる。

竹松駅から富の原の尾根地形にかけてはN五〇度Wの走向を持つ基底地形の急斜面が見られる。これは多良火山麓扇状地の上を走る活断層の方向に近い。

坂口―箕島までの東北東―西南西方向の地形・地質断面図(図1-9)では、基盤岩の深度が坂口から箕島(長崎空港)に向かって徐々に深くなり、国道下でマイナス四〇m、大村郵便局付近でマイナス二五〇m、最も深いところでマイナス一七五mにも及ぶ。これを埋めているのが扇状地をつくる砂礫層である。箕島と扇状地間の海峡で地形的にも地質的にも大きな不連続があり、この間に大きな断層が考えられる。また、大村湾内の扇状地堆積物の上にいる新しい海性堆積物(現在の海底をつくる堆積物)は非常に薄く平均約五m程度にすぎない。

五 扇状地完成の年代

田中(一九七七)は、長崎空港のボーリング試料から、箕島付近のシルトの堆積年代は基底近くのウグメ石沖のマイナス三三mで¹⁴C年代が、二万五四七〇±一九六〇年B.P.、ア

カ島付近のマイナス二八メートルで¹⁴C年代が、三万二一七〇年B.P.であることを求め、このことから埋没扇状地表面は三万年前頃には既にできており、箕島の手崎沖マイナス一六、五メートルでは有機質シルト層の¹⁴C年代が一万四〇二〇±五七〇年B.P.であることから一万年前頃までには、旧期扇状地は完成したものと考えた。

阪口和則・田島(一九九九)は今富町段の道路脇にある畑の表面(段丘面)から深さ五〇センチメートルにアカホヤ火山灰の堆積(写真1-17)を確認した。写真の(K-Ah層)はアカホヤ火山灰層で、(ア層)からは縄文早期の押型紋土器が掘り出されている。(Y層)は弥生時代の建物柱の跡を含む土壌である。

平成十九年(二〇〇七)十一月に協和町の大村浄水センター前、ロータスイチノセ敷地内の工事現場(写真1-18)で採取した黒土及び黄褐色砂質土にはそれぞれK-Ahと思われる暗褐色火山ガラス、ATと思われる透明な火山ガラスが含まれていた。その火山ガラスの屈折率を求めた結果が図1-10である。それぞれ三〇試料を処理し、両ガラスともバブルウオール型(6)主体で、ATの屈折率は平均が一・五〇〇〇で、K-Ahは平均が一・五一一五であった。このことからそれぞれの火山灰はATとK-Ahであることが分かった。ATの年代は二万八〇〇〇年、K-Ahの年代は六三〇〇年であるので、このことから長岡(二〇一一)はこの付近の扇状地堆積物は二万九〇〇〇年前より古いと考えた。ATとK-Ahは大規模な火砕流を伴う巨大噴火活動による広域の火山灰堆積物である。ATは以前に富の原二丁目などの遺跡でも確認されていたが屈折率の測定は行っ

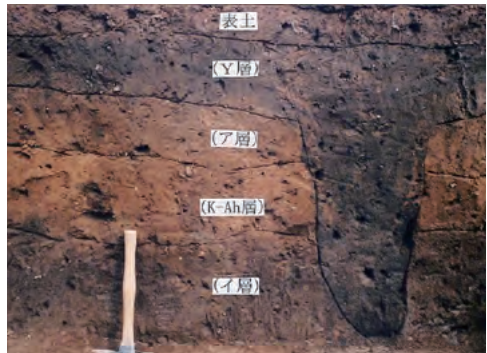


写真1-17 今富町岩名遺跡トレンチで見つかった広域火山灰K-Ah

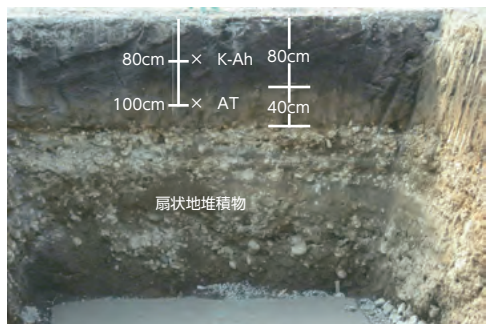


写真1-18 協和町浄水場前の広域火山灰(AT, K-Ah)露頭 扇状地堆積物である礫層の上に火山灰層(ATとK-Ah)がのる。

ていない(大村市教育委員会(一九八七)『富の原』大村市文化財調査報告書第12集)。

六 大村扇状地の特徴

郡川の集水域面積は五四・七平方キロメートル、そのうち坂口町より上流の集水域面積は三六・四平方キロメートルであり、大村扇状地の扇面面積は海拔〇メートル以上では一一・三平方キロメートル(斉藤享治(一九九八)大学テキスト『日本の扇状地』では七・九平方キロメートル)、海拔マイナスイ五メートル以上では一七・二平方キロメートルである。斉藤(一九九八)に記載してある日本の扇状地四九〇のうちで扇面面積一一・三平方キロメートルを持つ大村扇状地は中程度の規模に相当する。扇状地のできやすい集水域面積は一〇〇平方キロメートル前後にあり、集水域地質が深成岩・凝灰岩・集塊岩・変成岩からなる地域には扇状地ができやすいという。これは土石流の発生しやすい地質に対応している。

したがって、郡川に流れ込む河川域はいわゆる集水域面積の小さな山地に属する。このような集水域の小さな山地流域では、土石流などによって河床に堆積していた土砂が洪水時に一気に谷口まで運搬され堆積して小規模扇状地を形成するとされている(斉藤一九九八)。

また、斉藤(一九九八)は扇状地形成の因子として十一の因子を

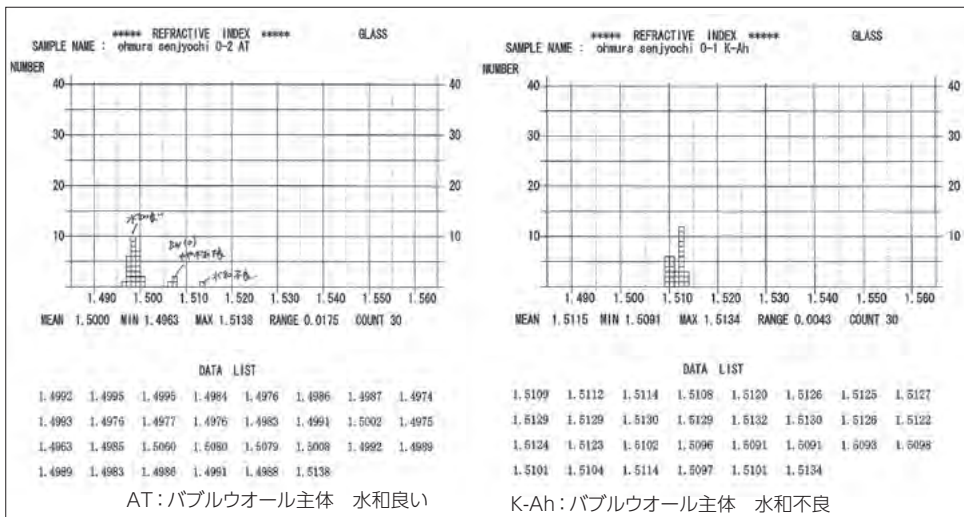



図1-10 広域火山灰ATとK-Ahの火山ガラスの屈折率分布

(長岡信治・阪口和則、(2010)、未公表)

考えた。すなわち、集水域面積、山間盆地面積、起伏量、集水域地質、火山の有無、気候条件、渓口部間の距離、堆積場、基盤地質、隆起量、活断層の有無である。その中から中規模扇状地の形成を支配する因子は、①集水域面積の大きさが一〇〇平方キロメートル前後あるいは五〇〇平方キロメートル前後であること、②「集水域地質」が凝灰角礫岩や溶岩などの火山性の堆積物からできていて土石流が発生しやすいこと、③「堆積場」として渓口部に開けた平地を持ち、河川により運搬された土砂が堆積されやすい場所であること、④活断層の有無、日本では活断層の多い地域に扇状地の発達する傾向があるとしている。

大村扇状地については、集水域面積がやや小さいが、上記の四つの因子がうまく当てはまっているようにみられる。因子の一つである「活断層の存在」は渓口部に開けた平地を持つ地形をつくりやすい。大村地域では大村南部から諫早北西部にかけて多良火山麓扇状地堆積物を切る西北西から東南東の活断層が報告されている（九州活構造研究会（一九八九）『九州の活構造』）ことや、多良岳火山地域における古第三系の高度分布から推定される西北西から東南東方向の地溝帯の存在が郡川の渓口部に開けた平地をつくり、大村扇状地を形成するのに役立った可能性が高い。表1-4に大村扇状地の特性値を示す。

七 旧河道の存在

建設省国土地理院の「航空写真（KU—七三—IX）」と大村市の「諫早・大村水害航空写真」の立体視及び現地調査で扇状地面上的旧河道を追跡し、以下に示すような坂口から放射状に数本の蛇行した旧河道（11）を確認した。これらの河道は、かつて扇状地の形成を担った河道であった。

- 1 小路口町公民館付近で地形として明らかに残る旧河道は現在では畑として利用されている。

表1-4 大村扇状地（郡川扇状地）の特性値

（斉藤亨治（1998）より）

L縦長：3.4Km	W最大幅：4.5Km	Af扇面面積：7.9Km ²
An°扇中央角度：91°	Sm平均勾配：13.2%	Sh扇頂勾配：17.0%
Sr勾配比：1.28	Rg扇頂浸食量：0.45%	R下刻量：8.2m
D解析係数：1.31	Ri河道偏倚度：1.67	T堆積物の層厚：84.2m
V堆積物の体積：0.67Km ³	Tg礫層の層厚：4.9m	Vg礫層の体積：0.04Km ³

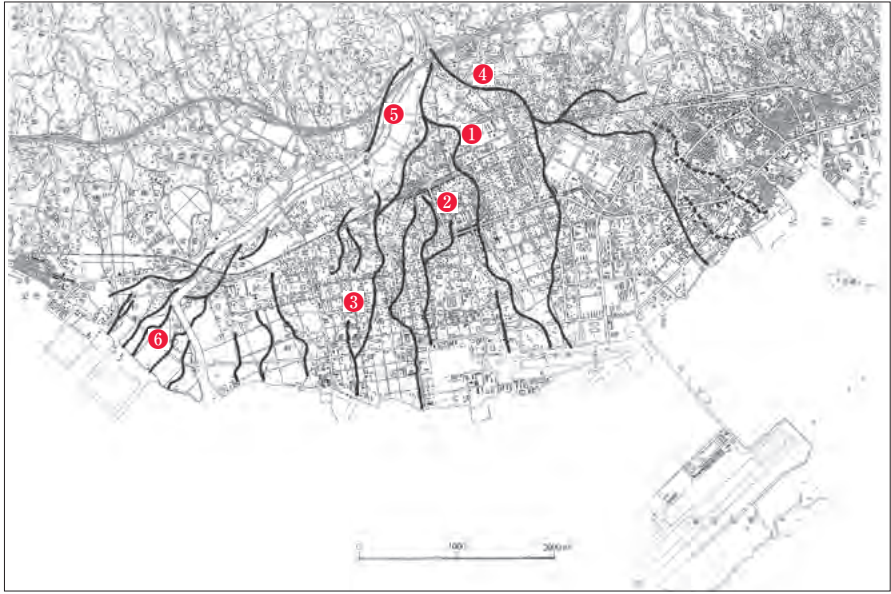


図1-11 大村平野に残る旧河川跡 空中写真の立体視と現地調査で明らかになった河川跡、当時は流れの向きをいろいろと変えながら扇状地をつくっていった。

- ① 周りのこの段差は八〇センチメートル程度である。これは桜が原中学校の北を通り、航空自衛隊の方向へ抜ける。
- ② 小路口町から竹松駅を通り、現在の駅前大通りの北側をほぼ道路と並行に走る一段低い凹みが旧河道である、現在は暗渠になって更に西に延び国道に達する。その旧河道の中に今津神社や公園がある。
- ③ 小路口町から竹松小学校前を通り、宮小路一丁目のコンビニエンスストアの裏を通る低地に続く。これも道路の北側に平行に延び、高度差は約一メートル程度である。これも暗渠になり、更に西側に続く。
- ④ 坂口の高速道路下あたりから浄水場の下を通り、植松一丁目付近から三つに分かれ、一つは大村部隊演習場の北から桜馬場、古賀島を通り航空自衛隊へ抜ける。二つは西大村小学校の裏を抜け、松山から大村湾に注ぐ。三つは諏訪を通り大上戸川につながる。
- ⑤ 荒瀬付近で河岸段丘面上にある畑の中を走る旧河道があり、高速道路の下を通り、水神様付近で現在の郡川につながる。
- ⑥ 三角州の沖田町や寿古町では旧河道は細かく分かれて流れる。



図1-12 大村平野の土壤分布 土地分類基本調査「大村」5万分の1の土壤区分のうち黒ボク土壤と厚層黒ボク土壤および多湿黒ボク土の分布を示している。
(長崎県国土調査(1973)より編集)

八 扇状地の黒土

田中(一九七七)は大村平野の表層部で扇状地礫層の上にある黒色腐植土について次のように述べている。扇状地礫層の上にある黒色腐植層は厚さ一メートル以下であり、火山灰質シルト、砂が多く、径五〜六センチメートル以下の円礫を各所に含む。この黒色土の鉱物組成は島原半島の黒色火山灰土壤に類似しているが、層位的に島原半島のそれとは対比できない。大村扇状地の黒色火山灰土には礫が含まれ、その上位では礫が少なくなるため、これは降下火山灰を起源とするものではなく、流水の影響を受けた堆積物と判断される。扇状地形成時に礫層の上にフラッド・ローム(Flood-loam)として堆積したものが、この黒色腐植層の母材となったものとみることができる。大村扇状地では黒色粘土層は最表層以外に認められず。地層区分の鍵層にはならない、としている。

大村平野における黒ボク土の分布を図1-12に示す。図で示した黒ボク土は、長崎県土地分類基本調査(一九七三)「大村」の土じょう図の黒ボク土壤、厚層黒ボク土壤、多湿黒ボク土壤を含めている。黒ボク土壤は池田、諫訪付近に分布し、表層に黒褐色〜黒色の腐食層を有する土

壤で、腐食層の厚さは五〇センチ内外である。主としてやさしい畑として利用されている。厚層黒ボク土壌は富ノ原、鬼橋、原口付近に広く分布し、暗褐色〜黒褐色の腐植層を有する土壤で、腐植層の厚さは一メートル内外で厚い。主としてやさしい畑として利用されている。多湿黒ボク土壌は黒丸町北、宮小路、今富、協和町に分布し、黒褐色の腐植層を有する土壤で、腐植層の厚さは三〇センチ内外である。作土の下に鉄の斑紋を含み、四七センチ以下は円礫層となっている。水田として利用されている。山野井徹（一九九六）「黒土の成因に関する地質学的検討」では、「黒ボク土はローム質土とは互いに移行し、腐植が堆積しつつ土壤が形成された。火山灰が黒ボク土やローム質土の形成に関わった証拠

は野外では見いだせない。黒ボク土中のヒューミン（不溶性腐植）の主体は燃焼炭粒子（微粒炭）であると考えられる。ローム質土の堆積に微粒炭が加わると、それが活性炭となつて可溶性腐植を吸着・保持し、黒ボク土が形成される。」という新説を提示した。黒ボク土中のヒューミンは一般に黒色が強く不透明で、その縁は切り取られたかのようにシャープで角張った板状を呈するが、短冊状の細粒片であることが多い。スキの燃焼炭粒子と酷似する。

この燃焼炭粒子は古代人（主に縄文人）の生活に密着した野焼き・山焼きによつてもたらされた。黒ボク土の色の違いは微粒炭と可溶性腐植の量の違いによつて決まると述べている。

黒土の出現は完新世以降で縄文以降の人類の活動と関係がある可能性が指摘されている（日本第四紀学会（一九七七）『日本の第四紀研究―その発展と現状―』）。これを裏付けるため、富の原、丁目の畑から採取した黒土を処理してヒューミンを探した。その結果、黒ボク土中のヒューミンに特徴的な黒色が強く、不透明でその縁は切り割られたようにシャープで、角張った板状を呈した短冊状のヒューミンを抽出できた（写真1-19）。

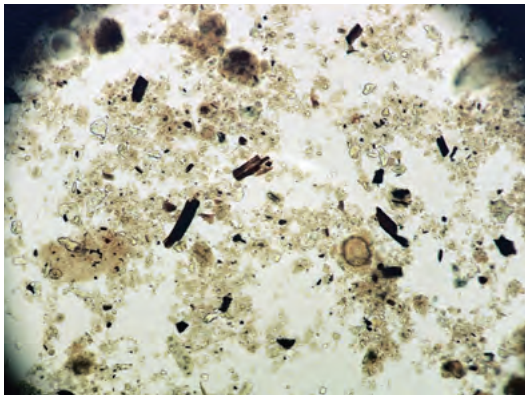


写真1-19 ヒューミンの顕微鏡写真（写真の横の長さ1mm）

註

- (1) 第四紀は更新世と完新世に分かれ、更新世は約二六〇万年前から約一万二〇〇〇年前までの時代で、それ以降を完新世と呼ぶ。一三%とは、水平距離一〇〇〇メートルに対する垂直距離が二三%に相当する勾配を表す。
- (2) ATとK—Ah ATは始良丹沢火山灰のこと。鹿児島島の始良カルデラの巨大噴火によって放出された火山灰で、その分布は北海道まで及んでいる。鹿児島島のシラス台地を形成した戸火砕流堆積物の一部である。旧石器時代の年代を決める重要な指標になっている。K—Ahは鬼界アカホヤ火山灰のことで、鹿児島島南方海上にある鬼界カルデラの浅い海底からの巨大噴火によって放出された火山灰で、その分布は関東以北まで及んでいる。縄文早期と縄文前期を分ける鍵層になっている。アカホヤとは宮崎でのこの火山灰の呼び名である。
- (4) A層は海底面をなす地層で海域全体にわたり広く分布する。上部シルト、下部粘土層からなる。音波探査では、白く抜ける弱いパターンを示す。B層はA層に水平に不整合に覆われる、レキ層又は砂層、レキ混じり砂層で、音波探査では濃いパターンを示し、散乱波が特徴である。
- (5) 堆積物の粒の大きさを示す用語で、礫の直径が二ミリの以上を礫、二〜一六分の一ミリの間でを砂、一六分の一〜二五六分の一ミリの間でをシルト、二五六分の一ミリの以下を粘土として区別している。シルトと粘土を含めて通常は泥といっている。
- (6) バブルウォール型とは泡型ともいわれる。泡状のガラスがこわれたときの形に似ている。マグマが急激に冷やされる時にできる火山ガラスの一種で火砕流に多く含まれるタイプである。
- (7) 腐植物質をアルカリ処理し、溶解しないものをヒューミンという。溶解するものに対して酸処理を施し、不溶なものを腐植酸といい、溶解するものをフルボ酸という。

第五節 大村湾

1 大村湾という名前の由来

文化十年(二八二三)に長崎で発行された九州九カ国の絵図では袋状の内湾が描かれているが、大村湾の名称はなく、各

村落の地名とそのおおよその位置や街道の方向を示しているだけで地形学的な情報が少ない。地図に大村湾が描かれるようになったのはやはり西洋人によるところが大きい。文禄四年（一五九五）にメルカトルによって表されたアジア図には、日本を含め東アジアや東南アジアの情報に乏しかったようで、九州島すら示されていない。「大村湾」が地図上に描かれるようになったのは文禄四年（一五九五）のオルテリウスとテイセラによる日本図であると思われる。この地図では九州が本州とは離れた島として認識されており、そこには北に湾口を持つ細長い「大村湾」が描かれている。宝暦八年（一七五八）にポーガンジーが描いた日本図には北に湾口を持ち、袋状に入り込んだ閉鎖系の特徴を示す大村湾を見ることができ、ケンペルとシヨイヒツアーは元禄四年（一六九一）の江戸参府の折に通過した地域を七枚の陸路図に表しており、その中の長崎から小倉までの図に大村湾の枝湾しわんである津水湾を描いている。そこには *Le Golfe d'Omura* との海域名があり、この時期に「大村湾」という名称が初めて使われたようである。その後印刷された外国図には *Baye d'Omura*、*Bay of Omura* が使われている。この頃から「大村湾」の名称が使われだしたのであろう。後のシーボルトも「大村湾」の名称は出島・オランダ商館長のヘンドリック・インダイクが在任中の万治二年（一六五九）、寛文元年（一六六一）、寛文三年（一六六三）に江戸参府の際に「内海」を大村湾と呼び、その後にケンペルをはじめとするオランダ人がこの名前を使用していたことを紹介している。地形学的に正確な大村湾が認識されるようになるのは更に年月を必要とした。シーボルトが日本国外に持ち出した新版日本国大絵図（延享元年（一七四四）作製）や改正日本図（文政六年（一八二二）作製）には大村湾の位置は記入されているものの、正確な形状にはなっていない。ウオカーが天保六年（一八三五）に作成した緯度・経度の入った日本地図には大村湾（*Omura Bay*）の地理的位置（北緯三三度、東経一三〇度）が正確に示されているものの、形状は南北に伸びてやや不正確である。ほぼ現在と同じ地形をした閉鎖系海湾としての大村湾は現地測量結果に基づいて描かれた伊能忠敬いのうただたかによる日本地図（伊能大図、文政四年（一八二二）完成）によって知ることができ、[図1-13](#)。

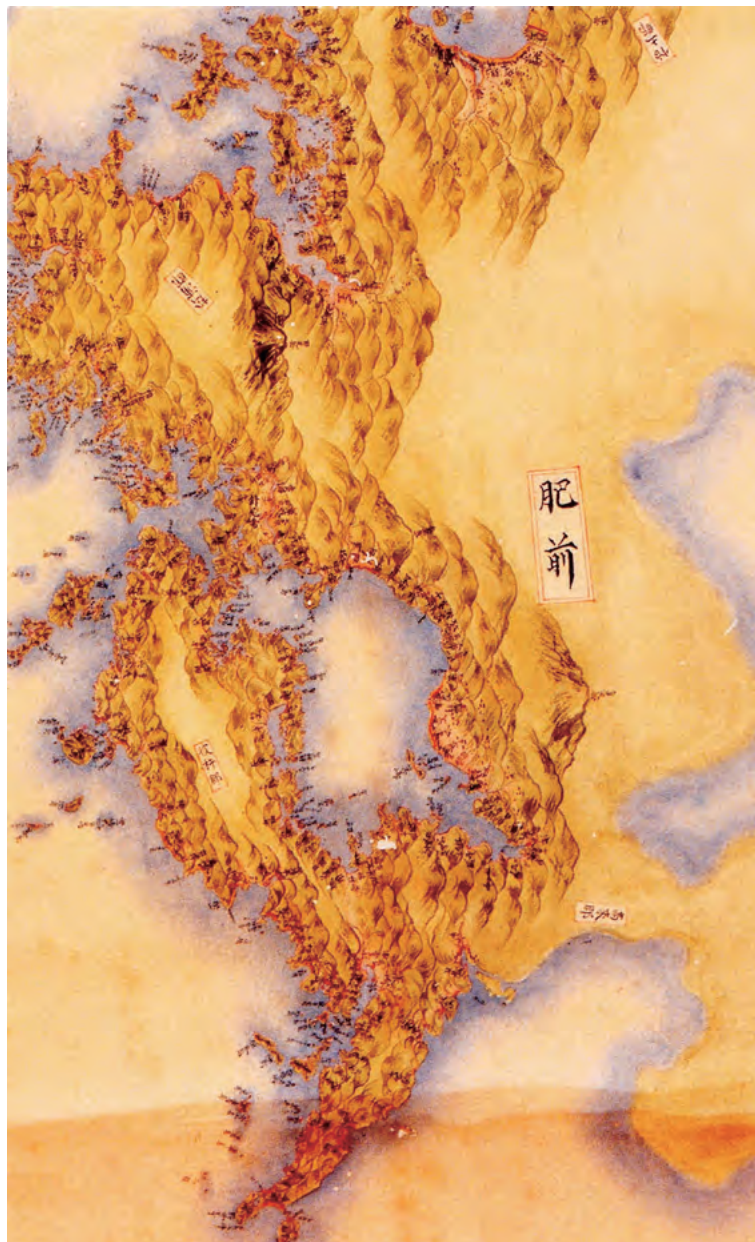


图1-13 伊能図 大図「肥前大村」「肥前長崎」を基に作成されている。(松浦史料博物館所蔵)

二 大村湾の地形と現況

大村湾はおよそ北緯三三度、東経一二九度五〇分に位置し、南北が約二六キロメートル、東西が約一一キロメートル、面積が約三二〇平方キロメートル、海岸線の総延長が約三六〇キロメートルである。佐世保湾と通じる針尾瀬戸付近の湾口部では最大深度が五四メートルであるが、早岐瀬戸では深度が二メートルほどしかない。湾全体の平均深度が一四・八メートル、総貯水量が約四七三万立方メートルで、ほぼ楕円形をした袋状の海湾である。枝湾として大串、小串、津水、長与、時津、村松、形上かみかみの各湾を持っている。流域面積は六〇一平方キロメートルに及び、湾内には二四水系五一河川（川棚川、彼杵川、郡川など）から年間約五九〇万立方メートルの河川水が流入する。北部に位置する二本の狭い水道の針尾瀬戸（幅約二〇〇メートル）と早岐瀬戸（幅約二〇メートル）によってのみ佐世保湾に通じ、更にここを介して東シナ海と繋がっている。東部は最高峰標高一〇七六メートルの経ヶ岳を擁する第四紀火山の多良山系と大村扇状地・大村平野、北部は佐世保市街へと続く古第三紀含炭堆積岩を主とした丘陵地、西部は西彼杵変成岩からなる隆起準平原で、標高五六一メートルの長浦岳や標高五三二メートルの飯盛山を擁する西彼杵半島、南部は長崎火山岩類を主とし、標高四五一メートルの琴尾岳がある低山地で取り囲まれている（図14・15）。

三 大村湾付近での西彼杵変成岩類の分布―大村湾の基盤は何か―

大村湾の西縁を画する西彼杵半島は八〇〇〇万〜六〇〇〇万年前に形成されたとされる西彼杵変成岩類からなる。この変成岩類は時津から長崎市中心部にかけて長崎火山岩類の被覆を受けるがその南方の長崎半島にも広く露出する。西彼杵変成岩類は蛇紋岩メラングジュを挟む結晶片岩を主体にし、西彼杵半島では大きくみて背斜構造をなす。現在の大村湾は海水や海成堆積物で覆われているのでそれで深い地質体を直接見ることができない。しかし、後に詳述するボーリング調査の結果、大村湾海底の大まかな様相が判明しつつある（図15）。

西彼杵変成岩類は地表付近では針尾瀬戸まで露出し、古第三紀層と断層で接すると解釈されている（阪口和則・迎満康（一九六九）「西彼杵半島東北部及び針尾島南西部の地質について」）が、それ以东では大崎半島でのボーリングで地下二五〇

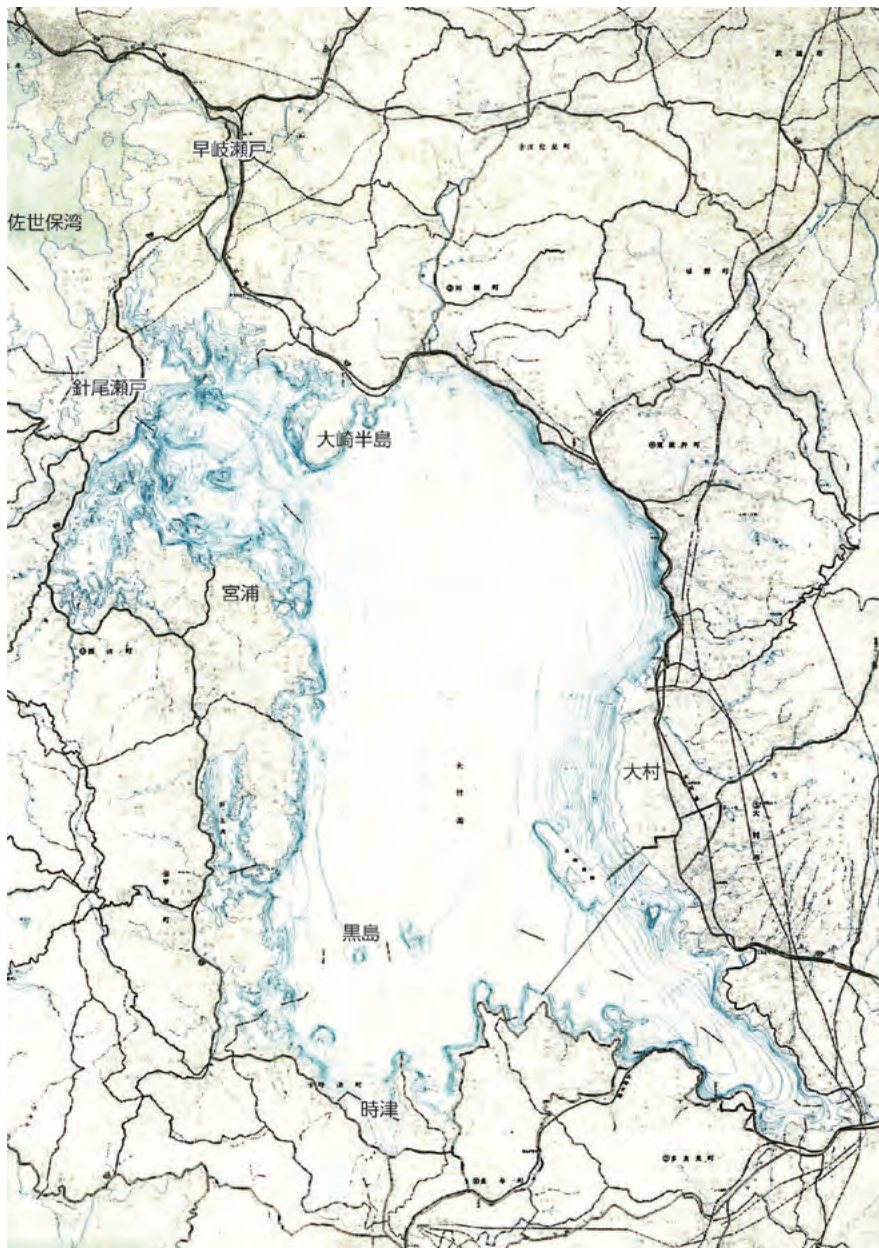


図1-14 大村湾の海底地形 (国土地理院沿岸海域地形図1/25000をもとに早岐図幅、大村図幅を編集)

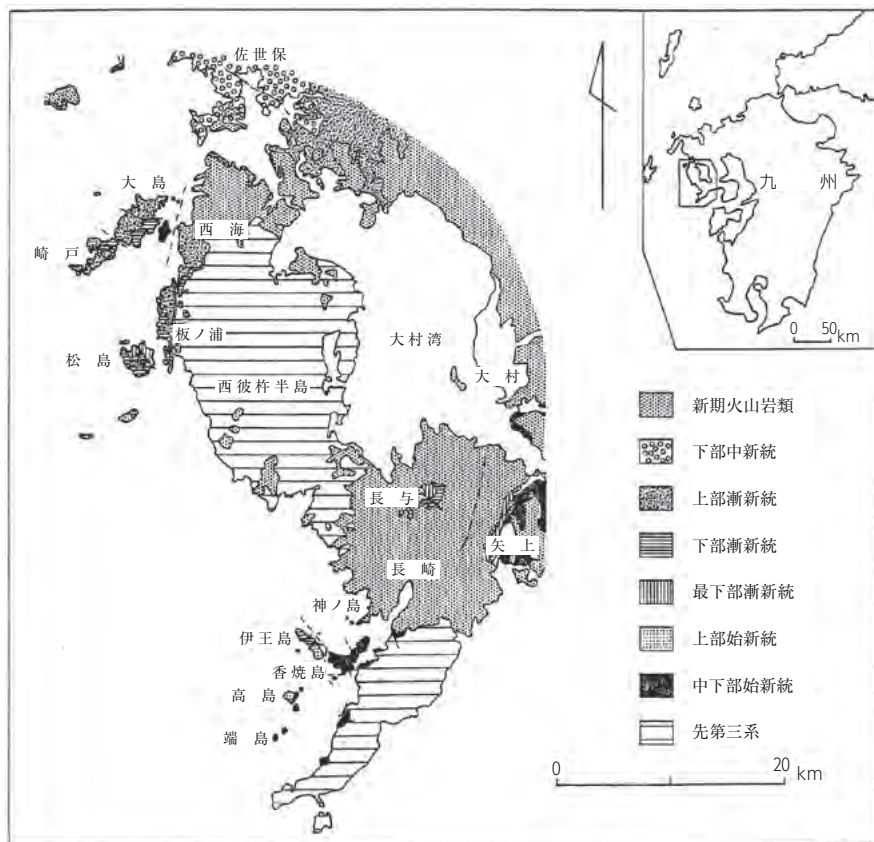


図1-15 大村湾を中心とする地域における古第三系を主とする地質分布図

(水野(1963)一部改訂)

○トモ付近から結晶片岩が確認されている。一方、大村湾東岸・郡川扇状地先端部でのボーリング結果(サンスバ大村)では地下一七五メートル付近には古第三紀層が確認されているものの西彼杵変成岩類の分布は知られていない。時津港北方数キロメートルの黒島付近では完新世海成堆積物の下に砂礫層や泥層があり、更にその下位(海底下約三〇メートル)には結晶片岩が存在していることが確認できるが、古第三紀層を欠いている(松岡数充(二〇〇四)『大村湾』—超閉鎖性海域「琴の海」の自然と環境—)。このような大村湾周辺での断片的な資料から概括すると、大崎半島から黒島を結ぶ線以东の大村湾海底下に西彼杵変成岩類と古第三紀層の境界となる大村湾—天草断層(Hatori & Shibata 一九八二)

が存在すると推察される。更に時津港北方黒島沖で実施されたボーリング調査結果では海面下約五〇メートルで基盤の結晶片岩に到達するのに対して、大村平野では基盤としての古第三紀層までの深さが地下一七五メートルに及び、少なくともその差は二〇〇メートル以上になる。大村平野での古第三紀層より下位にどのような地質体が存在するのかは不明であるが、大崎半島での西彼杵変成岩の存在は大村湾―天草断層が少なくとも現在までに一五〇メートル以上の東落ちの落差を形成していると推察される。

◆ 大村湾の形と海底地形

大村湾の形は基本的には構造線(断層)によって規制されている。大村湾の海岸線を見ていくと、南北と北西―南東の二つの異なった方向性が顕著である。形上湾や尾戸半島の長軸で代表される南北方向と川棚から松原の海岸線や津水湾の長軸である北西―南東方向であり、それらが重なり合って大村湾のおおよその形を作っている。これが基本的な大村湾の形である。地表面には構造線を示す顕著な断層は現れていないが、南北方向の構造線の存在は西彼杵半島の構成地質体である西彼杵変成岩(結晶片岩)が大崎半島地下一五〇メートル付近と大村湾中央部までにしか分布しないことから推定される。また北西―南東方向(大村湾―天草構造線)は多良山地西麓に存在する活断層の走行方向と一致する。これらの構造線によって形成された凹地に早岐瀬戸と針尾瀬戸から海水が流れ込んで現在の大村湾が形成されたと考えられる。海岸線をみると、西岸と東岸の海岸線の様子が著しく異なっている。西岸は出入りが多い入り組んだ海岸線であり、いわゆる溺れ谷―リアス式―であるのに対して、東岸は大村扇状地で示されるように比較的単調な海岸線である。これは大村湾全体が西南方向に傾動していることの現れである。この様子は大村湾最深部が湾央に位置せず、西に偏って南北方向に延びていることから推察することができる(図14・16)。

大村湾の海底地形は大崎半島とその対岸の宮浦を結ぶ線(大崎半島―宮浦線)で大きく形状が異なる。この線より西方の湾口部での海底地形は複雑で、浅曽根や深曽根と呼ばれる隆起があり、凹凸に富む。大崎半島と宮浦の間には水深二〇メートル―三〇メートルの北西―南東方向の凹地があり、そこは岩石が露出していることから削剥の場となっている。その先の湾口では



図1-16 西九州の接峰面図に現れた大村湾の基本形を規定している構造線(破線)と断層(実線)
 (九州活構造研究会(1989)「九州及び周辺の接峰面図と海底地形図」の一部に加筆)

いるようである。尾戸半島東岸は比較的急傾斜で東西方向の窪地へと続く。形上湾は南北方向の長軸を持ち、最大水深が二二メートルの枝湾である。川棚から千綿にかけての海岸も比較的急な傾斜で海底に繋がる。時津から多良見にかけては火山地形を反映して海岸線の出入りが多い。

五 大村湾の海洋学的特性

大村湾の海洋学的特性も大崎半島―宮浦線を境にして異なる。この線以西の湾口部では反時計回りの流れがあり、針尾瀬戸から流入する強い潮流に起因する潮流渦と考えられ、その変動は大崎半島と宮浦線以東の湾内流動に大きな影響を与えている。佐世保湾を介して針尾瀬戸から大村湾に流入した海水は大崎半島沖で二つに分かれ、一つは東流した後、北上

大村湾の最深部である水深五四メートルの海釜が形成されている。大崎半島―宮浦線より湾奥では様相が一転し、水深一五メートルの平坦な海底が広がる。大村平野は基本的には更新世に形成された扇状地で、その先端に完新世の海面上昇期に堆積物が付け加わった沖積平野である。基本的な扇状地形は陸上のみならず、郡川河口以南の大村湾海底にも延び、扇状地構成堆積物は箕島(現在の長崎空港)東方で分布拡大が止まって

して川棚に至り、一つは南流して時津沖に達し、後に東に転じて大村沖へと至る。これは大きく見て反時計回りの流れがあることを示す。中央部での平均流速は毎秒二から四センチメートルであり(福本 正(一九九七))「大村湾における流動特性と水質予測に関する研究」、緩やかな流れである。潮位差は大潮時で〇・七メートル、小潮時で〇・三メートルしかなく、有明海の五メートル以上に及ぶ潮位差に比べて小さく、この点でも大村湾はやはり「湖」的であると言える。

六 大村湾の貧酸素水塊

湖的な閉鎖環境が大村湾中央部に貧酸素水塊の出現をもたらしている。貧酸素水塊はほぼ毎年出現するが、その発達の規模は年によって異なる。大村湾の海水には成層して垂直混合が弱くなる時期(成層期)と垂直混合が活発になり攪拌が促進される時期(循環期)がある。成層構造の発達は基本的に初夏から盛夏にかけての表層海水の加熱に起因すると考えられる。これにより、湾内底層には低水温の海水が存在することになる。加えて、湾口部より東シナ海の低水温・高塩分の海水が流入して、大村湾海水と混合するものの、大村湾固有水より密度の高い混合海水が形成され、それが大崎半島―宮浦線から湾内中層に流れ込むことにより、底層付近で更に成層が強化される。それにより、底層で有機物分解による酸素消費が促進され、貧酸素化が進行するというシナリオが考えられている(福本 一九九七、Nogami et al. 二〇〇〇)。轟木重敏(一九七八)「夏季大村湾底層水の溶存酸素量と水温の相関」では底層水水温と溶存酸素量とは相関があること、飯塚昭二・関壽虹(一九八九)「大村湾における無酸素水塊の形成」では年によって貧酸素水塊の広がり異なることを確認していることから、貧酸素水塊の発達は年による成層形成要素の変動に支配されていると考えられる。

大村湾では湾奥部東岸から津水湾にかけて平成十九年(二〇〇七)と平成二十年(二〇〇八)に青潮が発生した。青潮は成層化した富栄養の海底で貧酸素状態から進行したものである。富栄養化した海では、まず栄養塩を取り込んで植物性プランクトンが大量に発生する。こうした植物性プランクトンが食物連鎖に繋がらなければその死がいが海底に大量に蓄積す

る。更にバクテリアがこれらを分解する過程で多量の酸素を消費するとともに硫化水素などを発生させ、それによって底層に無酸素水塊が形成される。硫化水素を大量に含んだほぼ無酸素の水塊が上昇し、表層に達すると、空気中の酸素によって硫化水素が酸化され、硫黄あるいは硫酸酸化物の微粒子が生成される。微粒子はコロイドとして海水中に漂い、太陽光を反射して海水を乳青色や乳白色に変色させる。この水塊は酸素が極端に少ないことからアサリなどの底棲性貝類や魚類の大量斃死をもたらす。平成十九年(二〇〇七)と平成二十年(二〇〇八)に津水湾で発生した青潮ではマゴチ、トラフク、クロダイが死亡して浮き上がり、ガザミなどが死亡し、またその年のナマコが不漁になるなど、急性的・慢性的被害が発生している。青潮は底生生物を一気に殺滅することから漁業者からはその発生が恐れられている。

七 大村湾の海底堆積物の分布

大村湾中央部での堆積物の中央粒径値(堆積物粒子の積算百分率で五〇%の値)は四ミクロン(一ミクロンは一〇〇〇分の一ミミル)であることから、その粒径以下の堆積物粒子が堆積物重量の五〇%以上を占めていることが分かる。つまり堆積物の半分以上が四ミクロン以下の微細な粒子(粘土)となっている。大崎半島―宮浦線より西側の湾口部では粗粒砂や礫が堆積し、また底層の流れが速いところでは基盤岩が露出している。形上湾や津水湾では堆積物粒子は少し粗くなって、その中央粒径値は六ミクロンから八ミクロン(細粒シルト)になるもの、大村湾の海底は非常に細かな粒子の堆積物で構成されている。漁業者は「年々、大村湾では透明度が落ちて海底のヘドロ堆積も著しい・・・」という。ヘドロの堆積やその微細粒子が舞い上がるとゴリがなかなか収まらず、鎮静化するのに時間がかかる。これは環境の悪化によって有機質に富む細粒堆積物―ヘドロが堆積しやすくなったといえる。音波探査結果によると時津港から沖にかけては「ヘドロ層」が〇～二〇センチ、津水湾から鈴田川河口沖にかけては〇～三〇センチの厚さで分布している。津水湾入り口で平均すると「ヘドロ層」は約二〇センチの厚さがあり、鈴田川河口域では約一〇センチになる。津水湾奥部になると湾軸部では約二〇センチの厚さであるが、ところによっては三〇センチほどの厚さになる。津水湾では大村湾南部の他の場所と異なり、いわゆる「ヘドロ層」がより厚く堆積して

イナス二三・六メートルまでは砂、マイナス二三・六〜マイナス四四・五メートルまでは火山灰と火山灰質砂、マイナス四四・五〜マイナス一五・九メートルまではかなり固結した淡青灰色粘土、マイナス二五・九〜マイナス二二・六メートルまでは砂、礫混じり砂、マイナス二二・六〜マイナス二六メートルまでは固結した淡青灰色粘土及び砂質粘土、マイナス二六〜マイナス二七・六メートルまでは茶褐色砂、マイナス二七・六〜マイナス三三・一メートルまでは黄褐色に風化した黒色結晶片出石である。

ボーリング試料マイナス二三・六メートルマイナス二四・五メートルの火山灰と火山灰質砂は降下火山灰や火砕流堆積物であった。これらは含まれていた火山ガラスの特徴などから阿蘇火山の噴火の産物であることが確認されている。大村湾での阿蘇火砕流の発見は七万年前から九万年前頃の阿蘇火山噴火が極めて大規模であったことを示している。この時の火砕流堆積物は溶結凝灰岩となり、熊本と宮崎県境に位置する高千穂峡の特異な景観を形成している。また同時に発生した火砕流は、南へは熊本・宮崎・鹿児島、東へは山口まで、西は松浦にまで到達した。阿蘇火山の大噴火の影響は二〇〇キロメートル四方まで及ぶ極めて大規模なものであった。また、喜界―アカホヤ火山灰は最上部の粘土層（海底下四・五メートル）中に挟まれていた。これは肉眼では層として確認できないが、音波探査では強い反射面となって現れており、その深度の堆積物には多量でかつ純粋な火山ガラスの集積していることが判明した。

一方、大村湾東部に位置する大村平野海岸部でも長崎空港建設に伴って掘削されたボーリングの資料があり、それらの一部は地下一五〇メートルにも及ぶ。その堆積物は沖積層を含めて四層に区分されている（田中正央（一九七七）「大村扇状地の地形」）。沖積層は二メートルほどの暗灰〜黒灰色で貝殻破片を含むシルトや砂で構成され、沖に向かって層厚を増す。その下位には層厚三〜一〇メートルの砂礫層があり、それは礫径が二〜五ミリの円〜亜角礫を主としており、基底部には有機物を含むシルト層がある。その下位には層厚四〜一〇メートルの暗茶褐色で粘土質礫層がある。更にその下位にはやや礫径が大きい礫層が続く。最下位の礫層に介在する有機質泥層の¹⁴C年代は三万二七〇YBP以前や二万五四七〇±一九六〇YBPを示している（図17）。

大村平野の沖積層は現在の大村湾海底に堆積する泥層につながり、大村湾東部の高海水面期に堆積したものである（長岡信治ほか（一九九五）「長崎県大村湾南岸伊木力遺跡周辺の沖積層と海面変化」）。それ以深の砂層やシルト層を挟む礫

河川が合わさって小規模な「湖や池」をあちこちに形成していた様子が分かる。更にそれから流れ出て川となり、針尾瀬戸から佐世保湾を経由して東シナ海に河口を持つ大きな河川が存在していたと考えられる。このような湖や盆地から海への環境の変化をもたらした最大の要因は海水準の変化である。後に詳しく説明するが、大村盆地の時代は海水準が低下しており、現在の大村湾海底面より低い位置に河口があった。従って、当時の河川水はその河口に向けて現在の針尾瀬戸を通じて流下していた。

九 大村湾形成過程と海水変動面

針尾瀬戸と早岐瀬戸付近の最深部は水深五四メートルにも及ぶが、これは大村湾が東シナ海と繋がった後に強い潮流によって下刻された地形（海釜）である。ということは、大村湾が「海」になるためには海水面が少なくとも現在の水深二〇メートル（つまり現在の最大水深二〇メートルとその後沈積した堆積物の厚さを合わせた深さ）よりも上位に位置していなければならなかった。すなわち、現在より海水面が約三〇メートル低かった時代に大村湾湾口に海水が浸入してきたのである。しかし、大崎半島―宮浦線以南で大村湾の最深部はおよそ二〇メートルであるから、湾口に海水が入ってきた時には、大村湾の大部分はまだ陸地であった。大村湾にいつか海水が入ったのか？ それに対する直接の証拠はボーリング試料の中に残されている。黒島沖ボーリング試料の粒度組成は最下部で砂が多く、上部に粘土が多い。この堆積物中の海棲貝化石で一番古い¹⁴C年代値は七三八〇年前であった。更に湾中央東岸沖（東経一二九度五三分三四秒、北緯三二度五九分三五秒、水深一九・五メートル）九州電力旧大村発電所北西沖一・七（キロメートル）で採取した柱状試料の最下部は茶褐色で腐植物を含んだ砂泥層で、そこには海洋環境での堆積を示す大型貝化石などは含まれておらず、また海棲プランクトン化石なども含まれていなかった。恐らく当時の三角州の湿地で形成された堆積物と推察される。茶褐色砂泥層の上位に位置するマイナス七・三メートル層準の泥質堆積物からは海棲プランクトン *Spiniferites bulloideus*（渦鞭毛藻（^{うずせんもうそうどう}）の化石が産した。その上位の堆積物に含まれる貝殻の¹⁴C年代は七九三〇±六〇Y.P.（^{year before present}））と *Spiniferites bulloideus* の産出層準は八〇〇〇年前よりも古く、泥層の平均堆積速度に基

づいて判断するとおよそ九〇〇〇年前であった。また、その層準の深度は現海面から約二五メートルにであったことから、九〇〇〇年前の海水準は現在よりもマイナス三五メートル低い位置にあった。後述するように大村湾はハイドロアイソスタシーの影響を受けない地域なので、この海水準はカリブ海・バルバドスのサンゴ礁地域から得られた約九〇〇〇年前の海水準と一致する。

第四紀の海水準変動は氷河の消長に支配されている。氷期には気温が低下し、南極や北極、高い山岳地域で氷河が発達した時代である。海水が暖められると水蒸気となり上昇するが、上空で冷却されて雨に、気温が低いと雪になる。その雪が南極や北極、高山に降り積もり、成長して氷河になる。これの繰り返しによって必然的に海の水分は陸上に留められるので、海水量は減少し、海面が低下する。最近で最も寒かった約一万八〇〇〇年前は現在より約一二〇メートルも海面が下がっていたことがバルバドスの化石サンゴ礁の研究から明らかになっている(中田正夫ほか(一九九四)「ハイドロアイソスタシーと西九州の水中遺跡」)。その後の温暖化によって氷が溶け、海水量が増加することによって最終的には現在の海面の位置まで上昇する。

■氷河性海水準変動とハイドロアイソスタシー アイソスタシーとは木片が水に浮かんでいる状態を想像するとよい。木片の上に乗るものが乗ると木片の下面は押し下げられて水中のある深さで均衡がとれている。アイソスタシーは地殻がマントル上に浮いている状態である。氷期には海水量が減少し氷河となって大陸、特に高緯度地域を覆うとともに、それによって海面が低下する。その後の温暖化に伴って氷河が融解することから氷で覆われていたスカンジナビア半島やハドソン湾周辺地域ではアイソスタシーの回復によって地殻が隆起する。一方、融解した水は海水量の増加、すなわち海面が上昇する。それは逆に海域の地殻を押し下げ、更にその下位にあるマントル物質が側方移動することになる。この現象は地域的な地殻変動がない場合には過去の海水準を推定する際の地域差となって現れる。西九州の有明海東岸から五島列島ではこのような現象が顕著に現れていることが明らかになっている(中田ほか 一九九四)。有明海東岸の長洲地域では海水量が現在とほぼ同じになった約六〇〇〇年前の海成層が現海面よりも一・五メートルも上位にあるが、五島列島大板部島で

はほぼ同時代の洞窟内にある貝塚が水深二メートルの位置に沈降している。また、北松・鷹島たかしま沿岸にある前期縄文時代の床波遺跡も海面下一メートルの位置にある。これらの事実はいどロアイソスタシーによって説明される。大村湾でもこの現象は見られる。これまでの研究によると大村湾南部に位置する縄文時代前期の伊木力遺跡では海拔マイナス一メートルの堆積物から得られた木材の¹⁴C年代が五九三〇±三三〇y.B.P.や五八三〇±三三〇y.B.P.、海拔マイナス〇・五〜マイナス〇・二メートルの丸木舟の年代が五六六〇±九〇y.B.P.と測定されていることと、大村湾の潮位差が一米以下であることから、その海面は五五〇〇〜五三〇〇年前にはほぼ現在と同じ位置になったとされている(長岡ほか 一九九五)。この地域は海水準が現在よりも高くなったことがない。伊木力遺跡東南方二・三キロメートルにある湾南東部の津水湾奥部では約四二八〇年前の海水準がプラス〇・五メートルに達し、その後やや低下し、現在の位置になったとされている(Yokoyama et al. 一九九六)。また、大村市北西部に位置する黒丸遺跡でも六〇〇〇〜五〇〇〇年前の高海水準期に海域になった後、隆起して陸域となったことが推察されている(長岡信治(一九九七)「黒丸遺跡の地形と地質」)。同じ大村湾沿岸でありながら高海水準の位置が異なっていることははいどロアイソスタシーによって説明することが可能である。すなわち、湾西岸から中央部にかけてマントル物質移動の分かれ目になっておりはいどロアイソスタシーによる地殻の沈降や隆起がほとんど見られないのに対して、東岸では約四三〇〇年前には現在の海水準よりも高い位置にあることはこの地域がそれ以降に隆起しており、東シナ海海底からのマントル物質が東方に流動したことを反映したものと考察できる。

図1-21には大村湾及びその周辺で発見された材木や貝の化石の放射性炭素年代と、それから推定されるその当時の海面高度が示されている。図中の+や×印は海棲貝化石の年代測定結果である。陸域を示す材化石(★印)と、海棲貝化石の分布から当時の海水面の位置を特定することができる。つまり陸と海の間には海抜〇メートルの海水面があることから、およそ七三〇〇年前の大村湾の海水面は現海水面よりも約二・五メートルの低い位置にあったことになる。前述のように三角州で堆積したと推定される茶褐色砂泥層の年代が約九〇〇〇年前を示し、その時の水深がマイナス二・八メートルである。これから九〇〇〇年

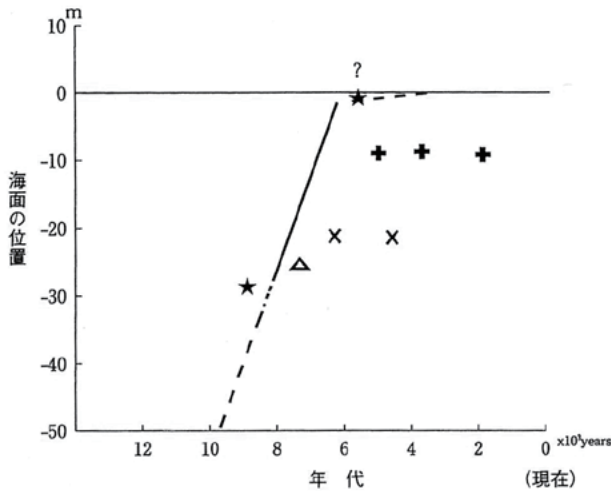


図1-21 大村湾付近での1万年前以降の海水準変化 およそ9000年前に大村湾に海水が浸入し、その後急速に海水準が上昇し約6000年前にはほぼ現在と同じ位置にあったことが推察できる。

前の海水面の位置は少なくともマイナス二〇メートルよりも下位にあったと推測できる。更に海成堆積物からはホタテ貝の化石が産出している。ホタテ貝は水深一〇〜二〇メートルの間に棲息しているので、化石化したホタテ貝が死後に移動していないとすれば、当時の海水面はホタテ貝の生息深度よりも一〇〜二〇メートル高い位置にあったことになる。

以上の議論を総合すると、大村湾湾口部には約九〇〇〇年前に海水が侵入し始め、約七〇〇〇年前に湾中央部から湾

奥部に到達し、現在の広がりを持つ本格的な海になった。海になった直後は海水面が最高位となる完新世温暖期(六〇〇〇〜五〇〇〇年)前であるので、当時の大村湾は水深一〇メートルくらいの浅い海だったと推察できる。

大村湾は細かい泥が溜まり、人間活動の影響を受けやすい脆弱な性質の海である。これが大村湾の基本的特質である。このような説明が妥当である根拠は、大村湾海底堆積物の粒度が海となった後もそれ以前とほぼ同じ細かいシルトや粘土であることが判明したことによる。大村湾は針尾瀬戸と早岐瀬戸という細い水道で約九〇〇〇年前に佐世保湾を介して東シナ海とつながり、約七〇〇〇年前に現在のような「湖」的「海」になった。これ以降はほぼ現在と同様な堆積物(細かな泥)が大村湾に溜まり続けているのである。

(松岡数充)

第六節 地形地質災害及び鉱物資源

活断層と地震

1. 活断層の分布

九州活構造研究会（一九八九）『九州の活構造』によると、確実度Ⅱ、活動度Cの活断層が大村地域に三本、諫早地域に二本示してある（図1-22）。この地域は長崎県防災会議（長崎県危機管理課（二〇〇九）『長崎県地域防災計画』によると、「大村―諫早北西付近断層帯」に属している。これは、空中写真や地形模型にもはっきりとその様子が示されている。写真1-20、21に大村高等学校地学部が作成した地形模型に現れた断層地形の写真を示す。

〔参考〕

確実度Ⅰ……活断層であることが確実なもの

確実度Ⅱ……活断層であることが推定されるもの

確実度Ⅲ……活断層の疑いのあるリアメント①

活動度A……平均して一〇〇〇年に一〇メートルのずれ

活動度B……平均して一〇〇〇年に一〇センチメートルのずれ

活動度C……平均して一〇〇〇年に一センチメートルのずれ

ただし、表1-5の2の松尾という地名は現在（一九八五）の二万五〇〇〇分の一地形図には示されていない。

2松尾とIA小川とIB広瀬は連続し、1C菅牟田はIB広瀬から派生し、諫早市本野町谷川上流から目代町小山さらに中田町中田へとつながる。地形模型に残るリアメントをもとにして新たにこれらの断層を北から南へ次のように名づけた（阪

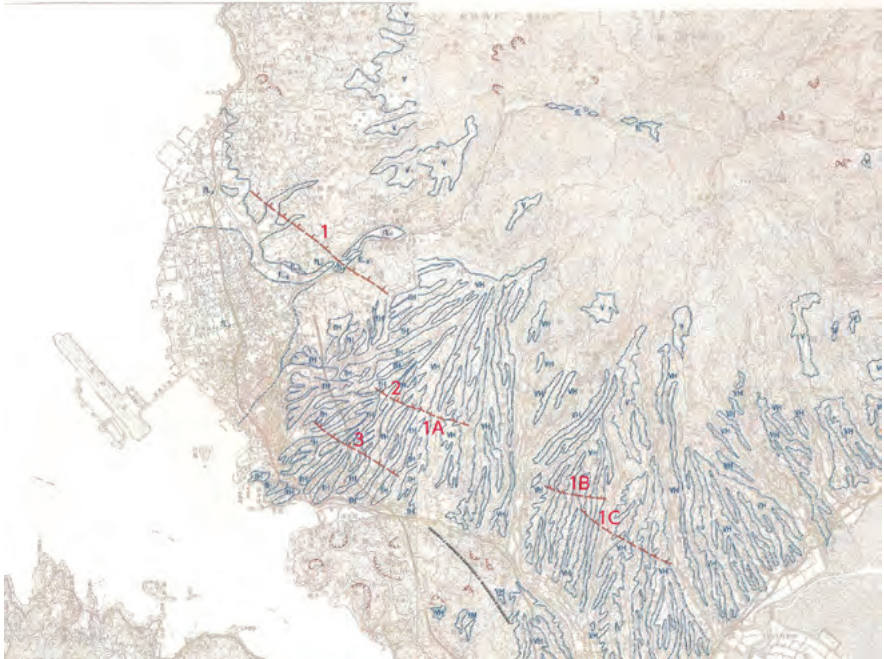


図1-22 大村諫早付近の活断層 北西から南東に延び、北東落ちの活断層が赤い線で示されている。日焼川に沿った黒い線は古い断層
(九州活構造研究会「九州の活構造」より)



写真1-21 地形模型に現れた活断層 大村から諫早にむかって縦方向にのびる数本の筋模様、松尾・小川断層と向木場断層がよくわかる。松尾・小川断層の右には白木峰断層も見える。



写真1-20 地形模型に現れた活断層 多良火山麓扇状地を切る松尾・小川断層とその南の向木場断層がわかる。写真中央の横筋が小川断層

表1-5 「大村―諫早北西付近断層帯」の断層

断層名	長さ (km)	走向	年代 (年)	縦ズレ (m)
1. 大仁田断層	4	NW	25×10 ⁴	NE (20-30) 落ち
2. 松尾断層	1	NW		NE (5-30) 落ち
3. 向木場断層	3	NW		NE (5-30) 落ち
1A. 小川断層	1.3	NW		NE (20) 落ち
1B. 広瀬断層	1.5	EW		S (20) 落ち
1C. 菅牟田断層	2.7	NW		NE (20) 落ち

口和則(一九九六)「大村・諫早の活断層」。

A 白木峰(坊主谷・白木峰)断層

B 小川(徳泉川内・小川・谷川・正久寺)断層 「2松尾・1A小川と同じ断層」

C 向木場(赤佐古・向木場・平松)断層 「3向木場・1C菅牟田と同じ断層」

D 大似田(荒瀬・今富)断層 「1大似田と同じ断層」

次にそれぞれの断層の特徴を述べる(図1-23)。

A 白木峰断層はあまり明瞭ではないが、雄ヶ原町狸ノ尾堤から東南東に延び、諫早市白木峰町椿原においてN七〇度W方向の褐鉄鉱脈を確認した。

B 小川断層は明瞭である。断層の方向はN七〇度Wで、その長さは少なくとも九・五キロメートルは地形模型から明らかに追跡できる。諫早市本野町円能寺付近から東に向かって二つに分かれているように見える。「1C菅牟田」諫早市の御手水観音付近に広く分布する安山岩溶岩の縦方向の節理系もこの方向と調和している。

C 向木場断層は明瞭である。断層の方向はN六〇度Wで、九・五キロメートルの長さを持ち、かなり長い。諫早市の平松まで明らかに追跡できる。この断層線上の大村市赤佐古町には昭和二〇年代まで大村温泉(田の平鉱泉、常盤旅館)があった。また、与崎にあった高屋氏所有の鉱泉はこの向木場断層線の四キロメートル南西にあたり、C断層と平行する未発見の活断層の存在が推定される。

D 大似田断層は、N四五度Wの方向に延び、長さは四・五キロメートルで、大村市池田町で大村安山岩を、荒瀬では新期玄武岩を切っている。この断層の北西延長線上の大村湾では現在(二〇一二)でも小さな地震が発生している(図1-28)。多良岳

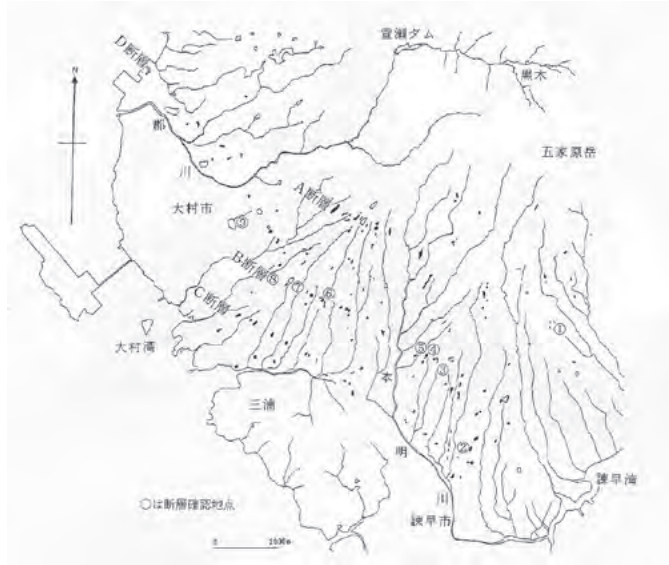


図1-23 活断層に沿って見事に配列する分離丘陵 地形図(2万5000分の1)からこの地域に分布する丘の頂上の形を黒く描いた。

火山地域にはこの活断層の外に佐賀県鹿島地区の西葉断層 II、C、NW↘SE、三・五キロメートル、縦ずれNE(一〇メートル)落ちがある。

大村・諫早の活断層の長さから推定すると向木場断層、小川断層および白木峰断層の長さが九・五キロメートルでMII程度、大似田断層が五キロメートル前後なので、MII六よりもっと地震の規模は小さいと推定される。しかしこれは、個々の断層の地表に現れた部分のみから地震の規模を推定した場合であり、地表での別の複数の断層が地下数キロメートルの深さで繋がっていることも考えられる。また、後述するように、現在知られている陸上の断層が海底へ延長している可能性もある。そのような場合には、対応する地震の規模はもっと大きくなることを考えられるので、注意が必要である。

最近、岡村真ほかによる大村湾の高分解能音波探査(一九九八年五月二十六〜二十九日)によって大似田断層の海上延長に活断層が確認され、さらに、ピストンコアリングによる採取によってそれがアカホヤ火山灰(六三〇〇y B.P.②)を切っていることが報告された。したがって、最も新しい活断層の活動は六三〇〇y B.P.より新しいことになった。これらの活断層は何回もの活動の累積であるはずであるから、この地域における活断層の活動の開始時期および活動の周期などの究明が今後の課題となるであろう。

また、大仁田断層・松尾断層・向木場断層の近傍では、九州大学島原地震火山観測所(現・地震火山観測研究センター)

による地震検知能力が向上した一九八〇年代以降、一九九九年および二〇〇五年〜二〇〇七年に、小規模の群発地震活動が観測された。さらに、大仁田断層の延長にあたる大村湾でも次のような地震活動が観測されている。一九九六年十一月八日〜十六日に六個、十二月に一個、一九九七年一月に二個である。このことからすれば、これらの断層のいくつかはまだまだ活動を続けていると考えられる。大村市付近の最近の地震活動については、■4で別途述べる。

■2. 過去の被害地震

長崎県内における過去の主な被害

地震については、文部科学省地震調査研究推進本部地震調査委員会（一九九九）「日本の地震活動―被害地震から見た地域別の特徴―」や長崎県総務部危機管理・消防防災課（二〇〇六）『長崎県地震等防災アセスメント調査報告書』にまとめられている（図1-24及び表1-6）。これによると、陸域や沿岸部の浅い場所で発生する地震、及び太平洋側沖合で発生する地震によってこれまで被害が生じていることが分かる。

このうち、陸域や沿岸部の浅い地震については、一七〇〇年の老岐・対馬

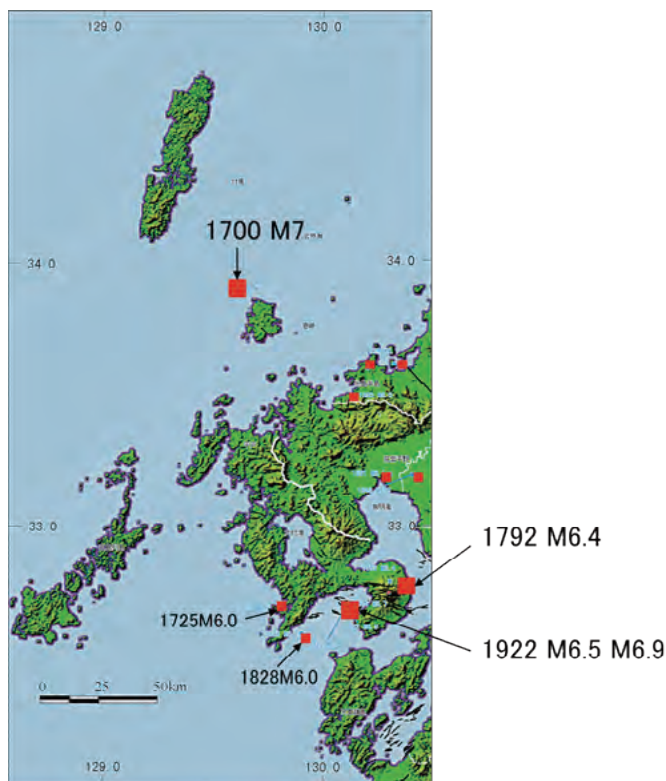


図1-24 長崎県で発生した主な被害地震の震央分布
 (地震調査研究推進本部地震調査委員会『日本の地震活動―被害地震から見た地域別の特徴による―(追補版)』)

表1-6 長崎県における主な被害地震

〔「長崎県地震等防災アセスメント調査報告書」より〕

西暦 (和暦)	地域名	地震規模 M	被害中心地	被害の概要
1657.1.3 (明暦2.11.19)	長崎		長崎	家屋一部損壊
1700.4.15 (元禄13.2.26)	壱岐・対馬	7.0	壱岐・対馬	石垣・墓石・家屋倒壊
1725.11.8-9 (享保10.10.4-5)	肥前・長崎	6.0	長崎・平戸	諸所破損多し
1730.3.12 (享保15.1.24)	対馬		対馬	諸所破損多し
1791.12.5 (寛政3.11.10)	雲仙岳		小浜	家屋倒壊・死者2人
1792.4.21-22 (寛政4.3.1-2)	雲仙岳 (三月朔地震)		島原・小浜・森山	石垣崩壊・地割れ・家屋損壊
1792.4.25 (寛政4.3.5)	雲仙岳		森山	石垣崩壊・地割れ・家屋損壊
1792.5.21 (寛政4.4.1)	雲仙岳 (島原大変)	6.4	島原	石垣崩壊・眉山大崩壊・大津波・ 死者1.5万人
1808.8.2 (文化5)			五島	石垣・石塔崩壊
1828.5.26 (文政11.4.13)	長崎	6.0	天草・長崎・五島	出島周辺崩壊数箇所 石仏転倒
1866.5.14 (慶応2.3.30)			千々石	各所の損壊
1915.7.20/21 (大正4.7.20/21)	喜々津地震群		喜々津村 井樋の尾岳	石垣一部崩壊
1922.12.8 (大正11.12.8)	千々石湾 (島原地震)	6.9 (1時49分)	北有馬	家屋倒壊・死者23人 煙突倒壊、水道管破裂
		6.5 (11時2分)	小浜	家屋倒壊・死者3人
1951.2.15 (昭和26.2.15)	島原半島地方	5.2	千々石	地割れ
1984.8.6 (昭和59.8.6)	島原半島地方	5.7 (17時30分)	小浜・千々石	家屋一部損壊・石垣墓石倒壊
		5.0 (17時38分)		
2005.3.20 (平成17.3.20)	福岡県西方沖	7.0	壱岐	負傷者2人、住家全壊1棟、 住家一部破損16棟ほか

付近の地震(M七・〇③)、一七九二年の島原半島の地震(M六・四)、一九二三年の島原(千々石湾)地震(M六・九、M六・五)などがある。一七〇〇年の地震では、杵岐及び対馬で被害が大きく、特に杵岐では石垣や墓石がごとごとく崩れ、家屋も大半が崩壊した。佐賀や平戸でも瓦が落ちるなどの被害が生じた。震源の詳細は不明であるが、被害状況から杵岐近海か対馬の西方海域に震源があったと考えられる。一方、一七九二年の島原半島の地震は、雲仙普賢岳の噴火活動に伴って発生した。この地震が引き金となって古い溶岩ドームである眉山の一部が大崩壊し、崩壊した山体が有明海に流れこんで津波を発生させ、有明海沿岸に甚大な被害を及ぼした。島原半島周辺では直接噴火活動に結びつかない群発地震もたびたび発生している。一九二二年の島原(千々石湾)地震(M六・九、M六・五)では島原半島南部や西部を中心に大きな被害が生じ、また、一九八四年には島原半島西岸の千々石町(旧名、現在の雲仙市)付近で最大M五・七の群発地震活動があり、建物の一部破損や石垣破壊、墓石倒壊などの被害があった。長崎県では、このほか一六五七年の地震(M不明、長崎で被害大)、一七二五年の地震(M六・〇、長崎、平戸で被害あり)、一八二八年の地震(M六・〇、天草、長崎、五島で被害あり)などの被害地震が知られているが、一七二五年の地震を除くと、大村市付近で大きな被害があったとの記述はない。

表1-7は大村の地震に関する記録である。いずれも江戸時代の大村藩庁の記録であり、それ以前のものや一般庶民に関わる記録は見つかっていない。なかでも享保十年(一七二五年)の長崎での群発地震については長崎においてはかなり詳しい多くの記録が残されているが、大村では地震発生翌年の享保十一年の城内被害届及び修築請願書(大村史談会編(二九九四)『九葉実録』第一冊)が残されているのみである。この届けからは、大村城内本丸の破壊箇所は詳しく示されているが、城下の被害の様子をうかがうことはできない。また、石垣が城内本丸の各所で壊れていることは読みとれるが、建物被害その他の記録はされておらず破壊の程度の詳細は分からない。ゆれの大きさは最大でも震度六弱〜六強程度であったと推定できる。この享保十年の地震は西暦一七二五年(享保十年)十月二十七日から翌年の一月まで続いた群発地震であった。松浦律子ほか(二〇〇八)「江戸時代の歴史地震の震源域・規模の再検討作業(講演要旨)」は享保十年の長崎の地震は出島日記から一七二五年十月三十一日から翌年の八月まで断続した群発活動であり、噴火にまでは至らなかった火山性の群発地震であると

表1-7 大村の地震災害

1633.9 (寛永10年)	地震のため石壁破壊、許可により翌年三月より修復 (大村史話 上巻 194)
1669 (寛文9.6.10)	地震、城中の石垣少く崩る (九葉実録 第一冊 38)
1725.10.27 (享保10.9.22)	長崎(群発) 家屋・道路の損壊等の小被害 (建設省国土地理院) 9月22日(西暦10月27日)から28日まで一週間で数十回
1725.11.8-9 (享保10.10.4-5)	長崎・平戸(群発) M=6.0 家屋・道路の損壊等の小被害 (宇佐美) 9月26日に80回余の地震を感じた。大分有感、この兩日は地震強く諸所破損多し。天草・大分有感。「出島日記」によると地震は断続的に翌年の8月30日(グレゴリオ暦)までつづく。この年11月25日(同上)06時ころ強震、出島の建物はすべて小損。大村では感じなかった。翌年1月13日5時(同上)ころの地震で被害がかなり出てテントに暮らす。中国人居留地破壊、また長崎市中にも被害。 (被害地震各論 96 宇佐美) 九月二十五日夜丑中刻南の方より大地震 其後数日不止 十月四日五日地震甚敷所々破損多し 当地大地しんの始 十月二十二日にいたりて止 (長崎建立並諸記挙要) 九月二十五日 夜半から十月四日まで地震続く十二月十日、同十一日まで再び地震 (新長崎年表)
1726 (享保11.2.29)	玖島城石垣修理 昨年9月・12月に次の地震をもって城壁壊る、因つて之を修復せんことを請う是に至て允さる。其文に曰く 肥前国大村城本丸追手虎口北西之石垣壹ヶ所・同所統南之方石垣壹ヶ所・同所北西之方堀下石垣壹ヶ所・同所東之方堀下石垣壹ヶ所・同所台所口南西之方石垣壹ヶ所・二ノ郭東南之方堀下石垣壹ヶ所・同所東之方堀下石垣壹ヶ所或者崩或者孕候付而築直度旨絵図朱引之通得其意候 以連々如元可被申付候 恐々謹言 (以下一部略) 享保11年2月29日 大村伊勢守殿 乃ち今道忠大夫を修築奉行とす。 (九葉実録 第一冊 286)
1792.4.21-22 (寛政4.3.1-2)	島原地震(三月朔地震群) 中刻頃地震仕、引続8日・9日迄之間昼夜無間、從12、13日頃は輕相成候得共、今以不相仕候 乍去、城内無別条、尤石垣・堀廻少々充之破損所有之、此外領中無相替儀、怪我人・牛馬、損潰家屋等無御座候、三月 大村信濃守 (大村見聞集 1131)

推定している。その震央は図1-24によると長崎湾口の香焼付近に当たると推定されている。十一月二十五日の地震は大村では感じられていなかった。修築請願書(大村史談会編(一九九四)『九葉実録』第一冊)には、九月と十二月の地震で石垣が壊れたとされていることから、この群発地震のうち十一月二十五日前後の地震で破壊されたものである。一七九二年四月二十一〜二十二日の島原地震(三月朔の地震群)については大村でも地震が感じられ、被害の様子が記載されている。

このように、大村市及びその周辺では、これまで被害地震の発生はきわめて少ない。しかし、■1で述べたように、大村市周辺には複数の活断層が存在しており、数千年に一度程度の頻度では、大きな被害をもたらす内陸地震(いわゆる直下型地震)が発生すると考えられる。

太平洋側沖合で発生する地震について

は、フィリピン海プレートが西南日本の乗ったユーラシアプレートの下に沈み込む際に発生する「プレート境界型の巨大地震」が長崎県内に被害をもたらすことがある。特に、南海トラフ沿いの巨大地震のなかで、四国沖から紀伊半島沖が震源域となった場合、地震の揺れなどによる被害を受けることがある。例えば、一七〇七年の宝永地震(M八・六)や一八五四年の安政南海地震(M八・四)では地震の揺れや津波による被害が生じた。また、一九四六年の南海地震(M八・〇)でも、家屋への被害が報告されている。これらのプレート境界の巨大地震により、将来大村市でも被害が生じる可能性がある。特に、二〇一年三月の東北地方太平洋沖地震(M九・〇)の発生後は、南海トラフから日向灘にかけての広大な領域でM九・〇の超巨大地震の発生の可能性が指摘されており、この超巨大地震が発生した場合は、大村市内でもライフラインに被害が出たり、海岸や河川沿いの軟弱地盤地域では液状化、更に山間部では崖崩れなどの発生の可能性も考えられる。

■3. 今後想定される被害地震

長崎県は、活断層調査資料や過去の被害地震及び最近の地震活動に基づき、長崎県内に被害を及ぼす地震の震源として想定する活断層帯を選定した(図1-25及び表1-8)。

これらの想定地震のうち、大村市に最も影響が大きいのは、■1で述べた「大村―諫早北西付近断層帯」であり、この断層帯がいちどに全部動いた場合の断層長は二二キロメートル、マグニチュードは七・二である。この想定地震による震度分布は、断層と地盤をモデル化して、統計的グリーン関数法を用いて算出された(図1-26)。

「大村―諫早北西付近断層帯」は、正断層成分を含む左横ずれ断層であり、断層の北東側(多良岳側)が南西側(大村市街地)に対して相対的に沈下しながら北西方向に平均で約一・五メートルずつれ動く想定される。マグニチュードは上述のように七・二であり、震源断層の型や規模は、二〇〇五年に玄界灘で発生した福岡県西方沖地震(M七・〇)とほぼ同じである。また、一九九五年一月に阪神淡路大震災を引き起こした兵庫県南部地震(M七・三)の約半分のエネルギーである。大村市では、震度が六弱～六強と予想され、地盤の悪いところでは局所的に震度七もあり得るかもしれない。また、東彼杵町や諫早市でも震度五強～六強、更に、長崎市や佐世保市、雲仙市、島原市などの広い範囲で震度五弱以上が予想される。こ

表1-8 震源として想定される活断層（「長崎県地震等防災アセスメント調査報告書」より）

活断層		地震規模 (気象庁マグニチュード)	断層の長さ (km)
県内	雲仙地溝北縁断層帯	7.3	31
	雲仙地溝南縁東部断層帯	7.0	21
	雲仙地溝南縁西部断層帯	7.2	28
	雲仙地溝南縁東部断層帯 と西部断層帯の連動	7.7	49
	島原冲断層群	6.8	14
	橘湾西部断層帯	6.9	18
	大村一諫早西北付近断層帯	7.1	22
県外	布田川・日奈久断層帯(熊本県)	8.0	74
	警固断層系(福岡県)	7.2	26

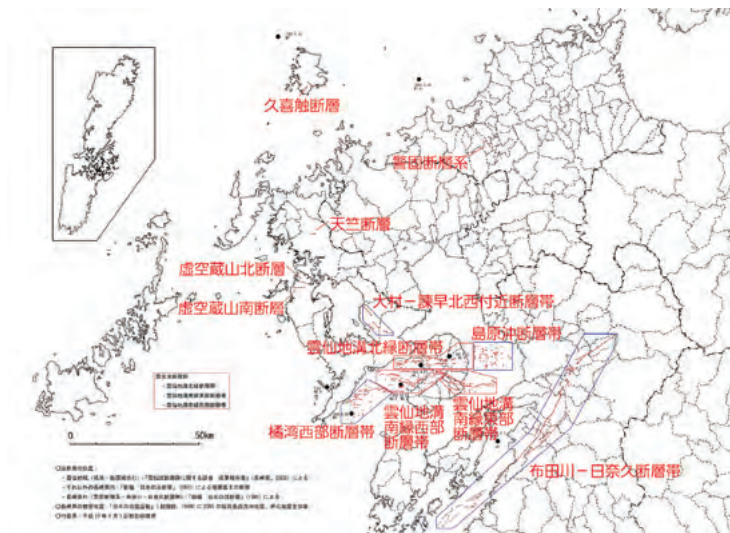


図1-25 長崎県内に被害を及ぼす想定活断層の分布（「長崎県地震等防災アセスメント調査報告書」より）

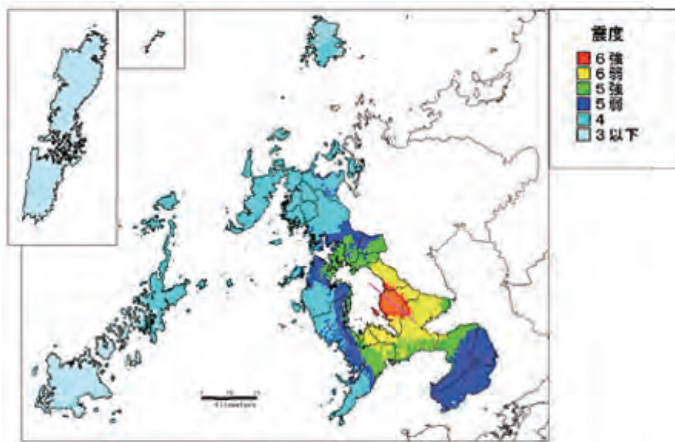


図1-26 大村―諫早北西付近断層帯が活動した場合の想定震度分布
 (「長崎県地震等防災アセスメント調査報告書」より)

の断層帯の一部は、■1で述べたように、大村湾の海底に達していると考えられるため、地震時に津波を引き起こすこともあり得る。しかし、海底部分の断層長がそれほど長くないこと、津波生成に寄与しない横ずれ成分をかなり含む断層型であることなどから、津波を伴ったとしてもその規模は小さい(最大でも波高は五〇センチ程度)と考えられる。

また、「大村―諫早北西付近断層帯」以外の県内の断層帯が活動した場合の大村市における震度については、雲仙地溝北縁断層帯では五弱～六弱、雲仙地溝南縁東部断層帯と西部断層帯の連動では五強～六強、島原沖断層群では四～五弱、橘湾西部断層帯では四～五強と予想される。更に、県外の断層帯が活動した場合、布田川・日奈久断層帯(熊本県)では震度四～五弱、警固断層帯(福岡県)では震度三～四が大村市でそれぞれ推定される。

■4. 最近の地震活動

長崎県内の地震は、雲仙火山の山体内で発生する火山性地震を除けば、すべて地殻内の断層で発生する内陸地震である。

県内で最も地震活動が活発なのは雲仙地溝から橘湾を経て天草灘に至る地域(主に海底下)である(図1-27)。この地域では定常的にマグニチュード三以下の微小地震が発生しており、橘湾から島原半島西部にかけては時々小規模な群発地震活動が見られる。■2で述べたよう

Epicentral map in last 1 year

Last Update Sat Jun 9 18:36:01 JST 2012
N= 9217

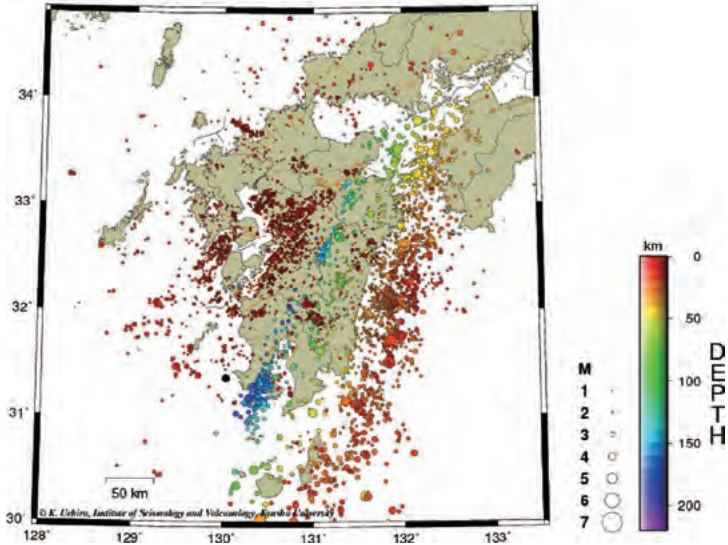


図1-27 九州とその周辺における最近の地震活動(2011年6月-2012年6月)

に、一九八四年には雲仙市(旧千々石町)の海岸線付近で最大M五・七の群発地震が発生して震源域付近では被害も出た。これらの地震活動は、雲仙火山の噴火活動前に特に活発であり、一九九一年に溶岩が噴出するようになる地震活動は低下した。

それ以外の県内の地域では、定常的な地震活動は低調であるが、時々群発的あるいは散発的に小規模の地震活動がある。地震の発震機構は、県内全域で南北張力の正断層型と南北張力・東西圧縮の横ずれ断層型が混在しており、いずれも南北張力が卓越する九州の広域応力場を反映した地震活動であることを示している。これらの地震活動のなかで、最近大村市付近で発生した地震の例として、二〇〇九年以降に発生した地震の震央分布を示す(図1-28)。

大村市向木場付近にまとまっている震央は、二〇一二年十一月四日より発生している小規模な群発地震であり、M三・〇(最大震度二)を記録した。この地震活動の震央は、松尾断層と向木場断層の間に位置しており、発震機構もこれらの断層と調和的であることから、「大村―諫早北西付近断層帯」の一部が活動したも

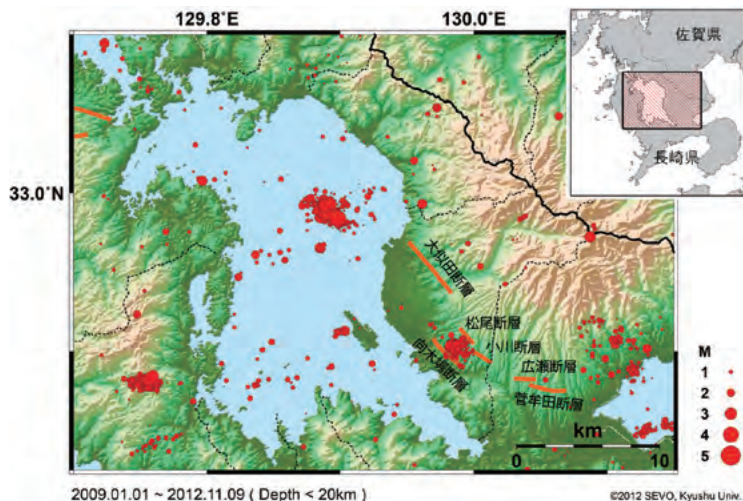


図1-28 2009年1月1日から2012年11月9日までに大村湾周辺で発生した地震

のと考えられる。また、大村湾内にも震央のかたまりが認められるが、この地震活動は、最大地震M四・〇、震源の深さは約一〇キロメートル、大村市の他に長崎市などでも震度二を観測した。震央は、「大村―諫早北西付近断層帯」の北西延長に位置しており、余震の分布は、断層帯と同様におよそ北西―南東方向に並んでいるように見える。発震機構解については、本震及び最大余震は南北張力の正断層型の地震であったが、その他の余震には横ずれ断層型のものもあり、「大村―諫早北西付近断層帯」の断層の型と調和的である。これらことから、この地震活動は、断層帯の北西端付近の一部が活動したものであると推定される。これらことは、この断層帯が現在も活動的であることを示唆しており、今後とも地震活動の監視が必要である。

二 地下資源

■ 1. 鉱泉

1 歴史記録に残されている鉱泉・温泉

(一) 高以良家の湯屋(文化／天保年間 一八三〇年代) 大村藩士の高以良諸左衛門が与崎荒川の中にわき出している鉱泉を見つけ、湯屋を作った。明治に入ると湯屋は閉じられた。与崎温泉のものになった。

(二) 波佐見湯牟田鉱泉(天保十四年 一八四三) 波佐見折敷瀬郷

湯牟田の水底岩穴より出という記録が藤野 保（一九八二）『大村郷村記』第三卷 第二十一 波佐見村上に残されている。

(3) 与崎温泉（昭和四年～昭和二十年 一九二九～一九四五）

「大村駅総覧」（大村駅昭和六年作成）」には次のような記載がある。

与崎温泉

驛ヨリ南方二・七軒大村町木場郷ニ在リ、炭酸カルシウムノ含有多量ナルコト我国第一ト稱セラレ、胃腸病、常習便秘、膽嚢病（糖尿病？）、婦人病、肺病、肋膜炎、気管支加答児（カタル）、等効アリ、昭和五年浴槽及休憩所ヲ新設シ附近ニ旅館、小料理店等アリ一日ノ清遊ニ適ス。

自動車ノ便アリ貸切壺田五十銭、乗合自動車附近迄二十銭

*右の文の（ ）内は阪口が加筆

荒川には鉱泉がわき出し、川の中には黄色の湯ノ華（鉱泉に伴う炭酸カルシウムの沈殿）が見られた。大正十一年に高原地震（一九二二年十二月八日）があり、田圃の中から湯気が上がった。大正末、上総堀^{かずさほり}という打撃による掘削方法で深さ七〇尺と深さ七〇〇尺二本の井戸を掘った。昭和四年（一九二九）六代目出羽海梶之助（諫早市貝津出身）がここを開き、大政タニ（大阪出身）に経営させた。昭和十年頃には休業した。昭和十七年から終戦まで海軍病院の一部として患者の療養所として使われ、終戦とともに廃業した（写真1-22）。

(4) 田ノ平温泉（大正十年？～昭和三十年 一九二二～一九五五）



写真1-22 与崎温泉の跡 右手の大きな建物は住まい兼切符売り場、手前は茶屋、左手前は便所、左端に女湯の跡が見える（2006年撮影）

「大村駅総覧」(大村駅昭和六年作成)には次のような記載がある。

田ノ平温泉

驛ノ東方約七六三・六四米、内田川ノ上流ニアリ、礦泉ニシテ遊離炭酸及酸化鉄多量ニ含ミ貧血病、胃加答児(カタル)、常習便秘、重病後ノ衰弱、其ノ他火傷、切創等ニ最モ効アリ。旅館部(鉄道指定旅館)、料理部ノ兼営、庭園廣ク四季ノ眺メヨシ、尚浴槽、休憩所、客室等ノ設備完備シ居ルヲ以テ遠ク長崎・佐世保方面ヨリ來客四時絶ヘズ。人力車十五錢、自動車貸シ切八十錢。

常盤旅館 三三〇九・九二米(大村驛カラ)、武部ニアリ 和式、十二部屋、団体扱イ、特等六・〇〇円、一等三・〇〇円、二等二・五〇円

内田川の左岸にあった常盤旅館の池の脇には水槽があり、炭酸水がどんと湧きだし、周りには鉄分が沈殿していた。鉄分が多くタオルはすぐに黄色に変色した。泉温二一・五度、溶存固形分④ 〇・三g/kgで、特殊成分としてFe(七mg/kg)、Mn(〇・五mg/kg)を含むが、療養泉の規定量を満たしていない。

昭和三十年七月四日常盤旅館より出火、木造二階建瓦葺三棟、木造平屋瓦葺一棟(非住家)全焼 二四六坪、木造平屋瓦葺一棟部分焼、被害総額二一〇〇万円の被害であった。これで、田ノ平温泉は終わった。

(5) 大村温泉(武部町)(昭和四十年〜昭和五十年)

昭和四十年代に田ノ平温泉の対岸にあたる内田川の右岸で直径一メートル、深さ一〇〜二〇メートルほどの井戸を掘り、槽を建てて、鉱泉を田ノ平水源地のところにある水槽までポンプアップし、それを更に西九〇メートルにあるボイラー室で約八〇度まで加熱し、それを七軒の温泉組合員の温泉旅館まで直径一〇センチほどの鉄パイプで配湯していた。工事は当時の金で一〇〇〇万円であった。配管から逃げる熱が大きく燃料代がかさむことから二年ほどで配湯を中止し、昭和五十年頃まで冷泉だけを配った。

2 昭和三十六年（一九六二）以降の鉱泉・温泉

長崎県衛生公害研究所（一九六〇ほか）『長崎県衛生公害研究所報』には当所が分析した長崎県内の温泉・鉱泉の成分化学分析データが定期的に公表されていたが、平成十六年に長崎県衛生公害研究所が「長崎県環境保健研究センター」に改組され、それ以降は所報が刊行されなくなったため、温泉化学分析データの入手が困難になった。

表1-9中の幸楽の湯、湯処なごみ、湯治楼、龍神泉は平成十六年（二〇〇四）以降に開発された温泉である。入手できた化学成分分析値をもとに大村市、川棚町、諫早市、波佐見町、千綿町、雲仙温泉、小浜温泉、鹿島、嬉野、太良などのデータを処理した。ここでは、大村の試料を中心に水質当量濃度組成図（トリリニアダイアグラム）を作成した（図1-29）。

表1-9は大村の温泉の特徴を表にまとめたものである。

大村市の温泉は、大きく塩化物泉と炭酸水素塩泉の二つのグループに分けられる。

塩化物泉・・・KS・大村ゆの華・大崎半島（川棚）

表1-9 大村の温泉（鉱泉）

温泉（鉱泉）名・試料番号	湧水地	泉質	pH	泉温	蒸発残留物	深さ
田ノ平湧水	1' 武部町	炭酸泉	5.8	20.8℃	232mg/kg	
TT	10 岩松町	Na・Ca-炭酸水素塩泉	6.8	33.2℃	802.7mg/kg	
KS ①	4 協和町	Mg,Na,Ca-Cl泉	6.8	26.4℃	18.9mg/kg	
②	5	含Fe,Mg,Na,Ca-Cl泉	7.3	22.8℃	18.1mg/kg	
地区住民センター	2 田下町	記載なし	8.0	34.7℃	1256.5mg/kg	625m
HH ①	6 田下町	記載なし	7.5	24.8℃	115.5mg/kg	100m
②	7 田下町	Na-炭酸水素塩泉	6.3	26.0℃	1357mg/kg	300m
IT	8 黒木町	記載なし	6.3	25.7℃	421mg/kg	
Hy	9 田下町	Na,Ca-炭酸水素塩泉	8.4	18.0℃	1172mg/kg	
大村ゆの華	11 森園町	含Fe・Na・Ca-塩化物泉	7.0	28.3℃	25770mg/kg	1400m
千綿花房温泉	13 瀬戸郷	単純温泉	7.4	39.2℃	534mg/kg	700m
大崎半島	15 三越郷	Na-塩化物温泉	8.0	56.0℃	3260mg/kg	1500m
幸楽の湯	12 平町	冷鉱泉	7.8	21.7℃	158mg/kg	480m
湯処なごみ	16 本野町	Na-炭酸水素塩泉	7.8	37.7℃	記載なし	1500m
湯治楼	29 波佐見	Na-炭酸水素塩泉	7.6	37.6℃	2445mg/kg	1500m
龍神泉	44 田下	Na,Ca-炭酸水素塩泉	6.6	25.5℃	1270mg/kg	

塩化物温泉：大崎半島（川棚）・KS・大村ゆの華

炭酸水素塩泉：湯治楼（波佐見）・湯処なごみ（本野町）・Hy・HH②・TT・田ノ平湧水・龍神泉

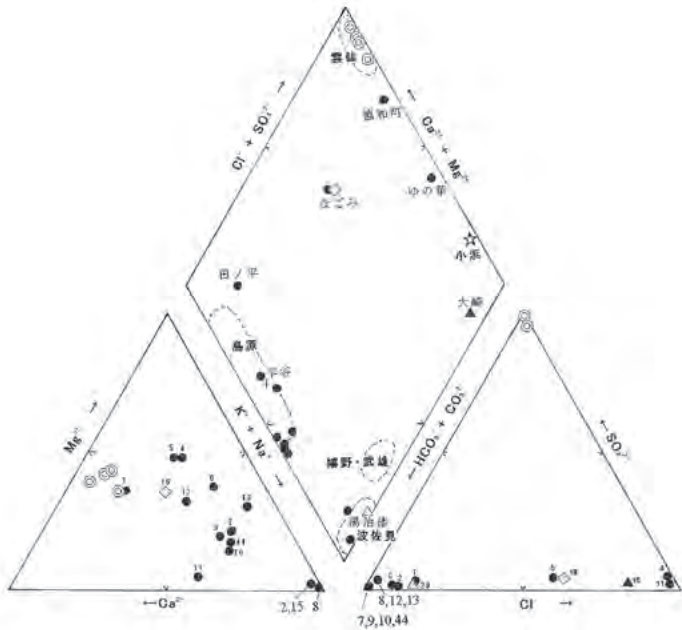


図1-29 トリリニアダイアグラム 温泉の化学成分の傾向を示している 数字は表1-9に対応

炭酸水素塩泉・HY・HH②・TT・田ノ

平湧水・龍神泉・湯治楼(波佐見)・

湯処(なしみ)(諫早市本野町)

ただし、HH①、②、Hg、龍神泉は同じ

場所の温(鉾)泉である。

図1-29によると、それぞれの温泉に特徴があり、硫黄分とカルシウムの多い非重碳酸カルシウム型の雲仙温泉、炭酸とカリウム・ナトリウム分の多い重碳酸ナトリウム型の波佐見・嬉野・武雄温泉がある。平成十六年以前の大村の温泉(いずれも掘削深度が二五〇メートル以下で浅い温泉である)の多く(図中の●印)は図の上で散らばった位置に分布しているが、一つグループは島原温泉の重碳酸カルシウム型と重碳酸ナトリウム型の波佐見温泉中間の位置に、もうひとつは波佐見温泉に近い位置に集まっている。田ノ平温泉だけは島原温泉よりもカルシウム・マグネシウムの多い位置にある。これは浅層地下水あるいは河川水の影響であろう。大村ゆの華、小浜温泉、大崎温泉は非重碳酸ナトリウム型の



図1-30 多良岳火山地域の温泉(鉱泉)の分布

位置にある。図1-30に多良岳周辺の温泉の分布を示す。

■2. 大村白土・変質帯

地質及び産状

千綿中岳鉱床及び雄ヶ原鉱床の母岩は、更新世初期に噴出した両輝石安山岩である。

両鉱床を結ぶ南北線上にも点々と小規模に粘土化した場所がある(図1-31)。両鉱床の粘土は一般に淡青灰色から灰色を呈し、その中を幅〇・一〜三センチメートル程度の白色粘土の細脈が無数に貫いている。灰色粘土中には未変質の安山岩塊が礫状に含まれる。安山岩は讃岐岩様の黒色ガラス質の石基を持つ安山岩で斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱を斑晶とし、石基⑤はトラキテック組織⑥を示す斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・ガラスなどからなる。斜長石は部分的にソー

シライト化⑦している。石英が空洞を充填していることがある。千綿中岳鉱床のものは雄ヶ原鉱床のものよりやや有色鉱物が多い。

箕原 稔(一九六六)「耐火粘土大村地区」は大村地域に雄ヶ原(大村白土雄ヶ原鉱山)と、徳泉川内(上野白土鉱山、当時既に休山)の二つの白土鉱山があったことを記載している。

(1) 大村白土鉱業(株)(現在 大村セラテック(株))が昭和三十年から探査を始め、富の原郷一〇三五に焼成工場を設置し雄ヶ原鉱山の原料をトラックで運び製品化していた。昭和三十四年七月第一期(焼成能力一〇〇〇ト/月)が完成、本格的な採掘を行い、その後第二期、第三期と工場を拡張し、月産七〇〇トの焼成工場を完成した。一九六五年現在、



写真1-23 雄ヶ原鉱山最盛期における露天掘りの様子
(大村セラテック提供 工業技術院地質調査所「地質ニュース」第102号より)

ら横穴式に採掘していたという。二〇一〇年現在その場所は宅地に造成され露頭を見ることはできない。上野某がそこに鉱区を申請し、昭和四十八年頃まで鉱業権を持っていたが特に工業化しようとはしていない。一部は、化粧品品の増量剤として加工された。鉱物は、ハロイサイトとクリストバライトである。

態は悪く、開発を行うには相当のコストがかかることから昭和四十年時点では開発が困難であるとしている(箕原 稔(一九六六)「耐火粘土 大村地区」)。道路脇か

表1-10 白土化学分析表

鉱床	大村白土	上野白土	中岳白土
分析年	(2010)	(2010)	(1998)
SiO ₂	47.3	53.07	59
Al ₂ O ₃	37.4	29.02	40
Fe ₂ O ₃	3.68	3.28	1
TiO ₂	1.25	1.30	
CaO	0.02	0.01	
MgO	0.05	0.06	
Na ₂ O	0.08	0.17	
K ₂ O	0.03	0.04	
Ig・loss	13.3	12.68	



写真1-24 東彼杵町の中岳鉱山跡の白土



写真1-25 与崎白土 長崎医療センター下

(3) 千綿中岳鉱床は一九八〇年代に採掘を始めた鉱床である。かなり純粋なハロイサイトと少量のクリストバライトからなる。ハロイサイトは熱水変質としては比較的低温(二〇〇度以下)での酸性環境が考えられる。

定性化学分析結果(長崎県窯業技術センター)は表1-10のとおりで、かなり純粋なハロイサイトと少量のクリストバライトからなる(表1-10、図1-31、写真1-24)。

(4) 大村市与崎の国立病院下の崖。この白土は鉱床として採掘された記録はないが、大村で見られる白土のひとつとして記録しておく。ここでは岩松玄武岩及び摺出石凝灰質岩層(山崎達雄ほか(一九六五)「諫早炭田の地質」)がほぼ完全に熱水変質を受け、写真1-25の灰色の部分では玄武岩のタマネギ状風化殻に熱水が入り込み同心円状の白色粘土の細脈をつくっている、黄褐色をした摺出石凝灰質岩層の凝灰岩の部分では礫岩の基質の部分が白土化し、溶け出した鉄分が再沈殿して砂質の部分にリーゼガング現象(9)を示している。白色粘土のX線回折の結果はハロイサイトのみが検出され、通常随伴するクリストバライトが認められていない。

3. 石炭

大村市内の炭鉱については一瀬 亘(一九六二)「長崎県の鉱業について」の報告がある。以下その要旨を記載する。大村南部に露出する石炭の鉱区申請が昭和三十六年(一九六一)当時で三〇以上もあった。石原産業株式会社が行ったボーリングは次のとおりである。日泊(深さ三五四メートル)、今村(深さ二二三二メートル)、上鈴田(深さ二二八メートル)、鈴田トネル(深さ二五一メートル)、陣内(深さ二二七メートル)、東浦(深さ二二七メートル)、与崎(深さ一七七メートル、炭質が悪い)、田下(深さ二二五メートル)などである。

一九六一年当時確認されている炭質頁岩の露頭は次のとおりである。東浦、与崎、釜川内、祝崎、日泊、白鳥、陣内、鈴田トンネルなどである。その主なものは次のとおりである。

1 東浦 東浦東端ではかつて試掘されたことがある。確認された炭質頁岩は一枚である。それぞれ数枚の炭層からなり、一枚の炭層の厚さは、数厘にすぎない。地層の傾きは南北、傾斜六〇度東である。

2 与崎 与崎層上部の四枚の炭層で、いずれも五〇センチメートルの頁岩中に数枚の薄い炭層がある。炭質が悪く中止した。

3 白鳥 白鳥の谷の入口より約九〇〇メートルの川岸の露頭より坑道を掘削した。

4 釜川内 炭質頁岩は二ヶ所あり、入口付近のものは三枚の夾炭層きょうたんそうがあり、地層の傾は北三〇度西、傾斜五二度西で与崎層に相当する。それより西方約二五〇メートルのものは厚さ一メートルほどの薄い炭層を含む、海岸から坑口を開け着炭したが資金が続かず中止した。

いずれも小規模に採掘されたが、昭和四十五年においてはすでに石炭は掘り出されていなかった。

■ 4. 萱瀬の鉄・銅・銀・金山

以下、藤野 保編（一九八二）『大村郷村記』第二巻第十四萱瀬村より抜粋して記載する。

1 此鉄山跡は萱瀬山にあり今其所を知らず。延宝五年（一六七七）ここより鉄出る。同年七月までに掘り終わる。

2 銅山跡は萱瀬・山の内・桑の木河内（今其所を知らず）、岩屋河内（今に鉱跡現存するといえども崩れ落ちて形も分ならず）、黒木舞岳（麓の方大川端の岩壁に鉱跡二ヶ所あり穴の高さ老間、横四尺ほど深さ三拾間ほどありという、次の鉱跡は深さ十五間ありという、そのほかは大抵前に同じ、何れも穴暗くしてその深さ量るべからず）の三ヶ所あり。宝永六年（一七〇九）右の三ヶ所より銅のつる（鉱脈）を見いだせしゆへ掘試して慥かなる銅に相極まる。

3 銀山跡は萱瀬山舞岳と云う所があり、今其所を知らず。宝永六年（一七〇九）此処より銀のつる（鉱脈）を見いだせしゆへ之を掘らす。吹せ試みに、正に銀に相極まる。右四ヶ所何れも免許して掘らしむるといへども、格別の利潤もなし、故に程なく止むなり。

4 金山

(金山については、河野忠博(一九八五)『大村の民話と伝説』上巻より抜粋)

(1) 明治三十年代(一八九七〜一九〇七)岩屋谷の奥、鹿島側に登ったところ採鉱「古金山」

(2) 明治四十年(一九〇七) 石英安山岩の黄鉄鉱を金鉱として発掘した「前田金山」

(3) 昭和十年(一九三五)「堤金山(仮称)」岩屋の一〇〇^{トガ}ほど観音口から平谷口に向かつて登れば橋があり、それより

左の谷を登ると鉱口に達する。

などの記録があるが、平成二十三年現在、記録にある場所はほとんど確認できないが、その範囲は黒木の熱水変質した安山岩(多良岳古期安山岩類)の分布地域と一致している。現在でもこの地域では小さな黄鉄鉱・水晶・方解石などの鉱物を採集することができる。

■5. 大村藩の鉱山

一瀬 亘(一九七四)「大村藩の鉱山物語」には、大串金山・波佐見銅山・波佐見金山・松島炭坑・池島炭鉱などについて記載されている。以下その要旨を記載する。

1 大串金山

大串金山は寛永七年(一六三〇)から採掘をはじめ万治元年(一六五八)には最盛期を迎え、年産金量四・五貫(一五^{キョウ}モツラ)に達し、当時我が国第一の金山となった。寛文十二年(一六七二)に休止した。大村藩に財政的貢献をした。

2 波佐見銅山と波佐見金山

波佐見銅山は天和三年(一六八三)に始まり、岩堅くこの銅山は程なくやんだ。その後元禄六年(一六九三)再興して嘉永六年(一八五三)まで稼行した。

波佐見金山は明治三十年(一八九七)開坑、三十五年には月産八貫で東洋一の金山となった。昭和十五年(一九四〇)金鉱整備により休止した。地質は古第三紀層の砂岩・頁岩とそれを買った含金石英脈で、黄銅鉱及び黄鉄鉱を伴いまれに辰砂を含む。付近には流紋岩や安山岩が認められる。波佐見金山は日露戦争の遂行に大いに関係があった。

3 松島炭坑

天明元年（一七八二）から文化十年（一八二三）年まで藩が炭鉱を経営した。大正二年（一九一三）三井鉱山が買収し松島炭坑KKを創立、最盛期の昭和三年（一九二八）には五〇万トンを出炭し、大炭鉱となる。昭和四年と九年に大きな水没事故があり、昭和十五年（一九四〇）三月廃坑（事実上閉山）になった。

4 池島炭鉱

昭和二十六年（一九五二）十二月開坑、昭和三十四年操業開始、昭和四十三年七月には出炭量が日本一となる。平成十三年（二〇〇二）十一月に九州最後の炭鉱として閉山した。

■6・大村藩の石材

藤野 保編（一九八二）『大村郷村記』に残されている記録を中心に大村藩内の石材について記載する。

1 玄武岩

（1）千綿杉の尾の石場 濬哲院殿、崇謙院殿石碑はここから切り出されている。石の質は萱瀬石を除けばこの石は上品である。

（2）慶長十九年（一六一四）玖島城の大手門を南に移したときに使った石材は、大村市小字石場から掘り出したもの。「打込はぎ」という石積みであり、旧大手門は「野面積み」である。

2 流紋岩

波佐見村小樽郷姥子谷・西の谷から砥石を切り出し、天明九年（一七八九）より大坂そのほか諸方に搬出している。

3 角閃石安山岩

西海村田原頭さんきとというところに石場があり、敬任院石塔を切り出している。また、長崎屋敷普請の折、地伏石、石碑をはじめ礎石として搬出している。

4 砂岩

(1) 西彼杵郡松島の串島から荒砥石を出している。宝暦三年(一七五三)には大坂まで運送し、おおいに利潤を得ている。

(2) 平島(現在西海市)で文化(一八〇〇年代)の始ころ、願いなしに砥石を切り出し、差し留めを受けている。その後、この砂岩を使って昭和三十年頃まで砥石、敷石、直径が二^二尺にも及ぶバルブ粉砕用の大型ローラーなどを製作していた。(この部分は筆者挿入)

5 石炭

天明元年の松島炭坑の開発がある。また、平島(現在西海市)でも石炭を掘り出したが、うまく行かなかつた。

6 結晶片岩・水晶

亀岳の三町分ふくり岩といつところの野方に水晶石あり。

7 雲母

亀岳の三町分鳥加山に雲母石あり、瓦の上土に用いてよしといふ。寛延二年(一七四九)紀州宮浦のものが大串村のこさいヶ倉から切り取りの免許を得て五ヶ年の間切り出した。

などの古記録がある。

平成二十三年現在、大村市では鈴木産業(株)(池田町)と大和産業(有)(原町)が安山岩を主として採石しているが公共事業の縮小と環境問題に絡む行政の指導から採石量は激減し、碎石の規模は更に小さくなつてゐる。大村市での土木工事に必要な碎石の大部分は佐賀県から取り寄せるといふ事態に陥つてゐる。

(清水 洋・阪口和則)

註

(1) リニアメント(英語: lineament)とは、リモートセンシングによる空中写真で地表に認められる直線的な地形の線状模様のことを言つ。崖、尾根の傾斜急変部、谷や尾根の直線的な地形。

- (2) 六三〇〇y B.P. 六三〇〇年前を表す。Bd (ブーデー) は、年代測定で年代を表す指標。Before Present の略に由来する。しかし、¹⁴C年代では、一九五〇年を基点とするなど特別な意味を持つ。そのため、Before Present ではなく Before Physics の略であると説明されることもある。
- (3) 地震のマグニチュード (magnitude) は、地震が発するエネルギーの大きさを表した指標値である。マグニチュードは地震のエネルギーと対数関係にあり、マグニチュードが増えるとエネルギーは一〇〇〇倍になる。
- (4) 溶存固形分 温泉水を温度一〇〇度以上で蒸発させた跡に残る固形物の重量、主としてNaCl、Ca(HCO₃)₂などの無機化合物やシリカが含まれる。固形物の総量が一〇〇mg/kg以上が温泉の条件の一つになっている。
- (5) マグマが地表付近で固まってきた岩石は火山岩で斑晶 (はんじょう) と石基 (せつき) からなる組織を持つ。このような組織を斑状組織 (はんじょうそしき) という。斑晶は周囲より大きな鉱物結晶で、石基は斑晶の間を埋める微細な結晶の集合ないし非晶質 (ガラス質) である。
- (6) トラキテック組織 安山岩などの石基に見られる組織のなかで細粒で短冊状の長石がほぼ並行に並んでいる組織
- (7) ソーシユライト化 斜長石が変質を受け緑泥石、曹長石などほかの鉱物に変化する現象。
- (8) SK33〜36 ドイツ語でゼーゲル鍾を表すSeeger, Seegerから来ている。ゼーゲルコーンは粘土や油葉の成分である酸化カリウムや酸化カルシウム、アルミナ及びケイ酸などの配合を少しずつ変えながら三角錐の形に固めたもので陶磁器の焼成温度や熱量を測定するために用いられる。各種コーンには熔倒する温度に対応してSK番号 (SKは) がついている。SK33〜36のゼーゲル鍾の溶倒温度は約一七八〇度に相当する。
- (9) リーゼラング (Liesegang) 現象 地下の熱水溶液に含まれる鉱物成分が廻りの岩石に拡散、沈殿するときにつくる周期的な縞模様のごとく、水草の流紋岩に見られる褐色の模様がその例である。

第七節 大村市周辺の地史

ここでは、大村市の地形地質の総括を兼ねて、大村市周辺の地質学的な歴史について述べる(第二節、表1-2 古第三系の対比表参照)。

◆ 始新世～漸新世(五五〇〇万年～二五〇〇万年前)

以下、村田茂雄・森永陽一郎(一九五七)の「諫早古第三系」の中の諫早古第三系と関係炭田の古地理図を参考にして作成した図1-32をもとに説明を加える。

大村市を含む九州北西部に分布する堆積岩の年代は、古第三紀始新世から漸新世である。その地層は次のような堆積障り物(陸地)に囲まれた地域にかつて湾入していた古諫早湾、古長崎湾、古玄海湾、古松浦湾などの海域の堆積物からできている。

堆積障り物(陸地)

1. 八代湾、大牟田を結ぶ線以東の古期岩類
2. 花崗岩、三郡變成岩を主とする筑紫山脈
3. 現在の西彼杵、野母両半島の長崎變成岩類
4. 筑後川河口と天草下島西縁を結ぶ北北東—南南西の線(古有明山脈)

この時代は日本海の拡大①の時期(二五〇〇万年前)より前の時代に当たり、まだ日本はアジア大陸の一部であった。

始新世の九州北西部の海域は、九州南西方海上より北北東に向かって湾入していた図1-32①。この頃の多良岳火山地域は海の中にあり、諫早層群が堆積する始新世の有明期上部(高島階)では諫早層群のほかに天草の砥石層、長崎の三子島層や端島層が、崎戸・松島では寺島層が堆積した。この時期は天草地域から島原南部、諫早地域を含めて三池地域への湾入(古長崎湾入・古諫早湾入)があった。続く侍石層、切宮層の堆積する直方期図1-32②には北は唐津炭田まで湾入の範囲が広がった、これを古諫早湾入といい唐津炭田のウツボ木層、天草の坂瀬川層群、長崎の沖ノ島累層が堆積した。この時期の古長崎湾入は高島炭鉱までしか及ばず、崎戸松島炭鉱には及んでいない。

漸新世前期の大辻期下部では矢上含礫砂岩層、矢上砂岩層、長与頁岩層、伊王島累層などが堆積している。一方、海域は筑後川河口と天草下島西縁を結ぶ北北東—南南西の古有明山脈の隆起により陸化し海域も大きく狭められたため、



図1-32-1 有明階上部 諫早層群・高島層群・ 寺島層群(4500万年前) 図1-32-2 直方階 古賀累層・ウツボ木層・坂瀬川層・沖の島累層(4000万年前)



図1-32-3 大辻階下部 矢上含礫砂岩層・矢上砂岩層・長与真岩層・伊王島累層 図1-32-4 大辻階上部 長与真岩砂互層・崎戸層・芳谷層(3300万年前)

図1-32 大村周辺の古第三紀～新第三紀の古地理図 水色は水域を示す。
諫早古第三系と関係炭田の古地理図(森永(1957)をもとに編集)

天草・三池地域ではこの時期の堆積物はない(図1-32-3)。

後期の大辻期上部では長与頁岩礫岩互層、崎戸層、唐津炭田の芳ノ谷層よしのたにが堆積している。この時期には火山活動があり、海退がくた②が始まった。唐津炭田主部では石炭の堆積が行われ、古諫早湾入は終止した(図1-32-4)。

漸新世後期の筑紫期下部には諫早・大村地域は陸化し、唐津炭田の杵島・芦屋層群、長崎の西彼杵層群が堆積し、有田・嬉野地域が古玄海湾入の中心になり、多良岳火山地域の北側の嬉野・武雄・伊万里などに分布する漸新世の地層群が形成された(図1-32-5)。この海は対馬まで延びていた。



図1-32-5 芦屋階・杵島階 杵島層群・西彼杵層群 (3200万年前)



図1-32-6 相浦階初期 相浦層 (2800万年前)

◆ 中新世〜鮮新世(二五〇〇万年〜二〇〇万年前)

以下、日本列島の地質編集委員会(一九九六)『日本列島の地質』を参考にして作成した古地理図略図(図1-33)をもとに記載する。

漸新世後期の筑紫期下部に続く中新世の筑紫期上部では海域は更に西に偏り、佐世保の相浦層群と佐世保層群が堆積し、いよいよ日本海の拡大が本格化する(図1-32-6、図1-33-1)。

今から約二五〇〇万年前頃からアジア大陸の東部が割れ始め大陸の縁の部分で地溝帯(3)が形成され、浅い海や湖水群ができた。佐世保層群が堆積した場所の更に北西側の北東から南西に延びる地溝帯が堆積場の中心になり、五島列島から佐世保・北松地方を通り対馬まで延びる水域(淡水域)が形成された(図1-33-2)。そこに堆積した火山性堆積物(4)を多く含む淡水性の地層群が野島層群である。その水域は、更に山陰地方の島根県まで延びていた。この中新世〜鮮新世は土地の隆起・沈降そして活発な火山・火成活動がありグリーンタフ変動(5)と呼ばれる。海域のみならず陸域にも火山性の噴出物である火砕岩や溶岩が堆積した。図1-33-1・2の水色は水域での堆積岩で、現在の地図上での分布地域を示している。

中期中新世から後期中新世はじめてかけて北松浦、佐世保を中心とした地域の準平原化した平坦面に玄武岩溶岩の大量流出があり、日本有数の広大な溶岩台地を形成した、これが北松浦玄武岩類である。この時期に平戸島では安山岩・玄武岩・流紋岩など各種の火山活動が活発に行われ、五島列島では溶結凝灰岩(6)をつくるような激しい火山活動があった(図1-33-3)。図1-33-3~5の褐色の部分には陸域での火山あるいは火成活動で、現在の地図上での分布地域を示している。

後期中新世の終わりから鮮新世にかけて(図1-33-4)福岡・大分・熊本、などを中心とした中部九州で火山活動が活発になり、一部には金鉱床も胚胎した。この時期に多良岳火山地域の北方域において複輝石安山岩質の凝灰角礫岩と溶岩が噴出し一部は変質してプロピライト(7)に変化した。これが唐泉山安山岩類の活動である。一方多良岳南部の大村では、岩松ゲイサイトが古第三紀層中に貫入し変形と変質を与えた。



図1-33-1 後期漸新世～前期中新世
初頭 (2300万年前)



図1-33-2 前期中新世～中期中新世
初頭 (1600万年前)

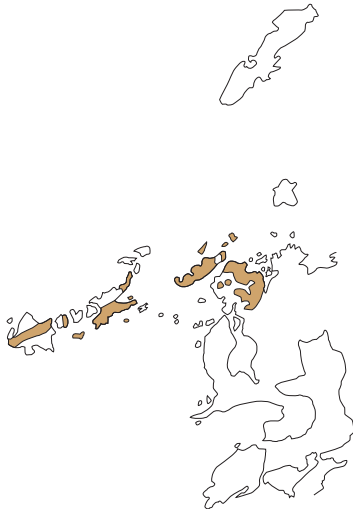


図1-33-3 中期中新世～後期中新世
前期 (1100万年前)



図1-33-4 後期中新世～鮮新世 (500万年前)

図1-33 北西部九州の新第三紀～第四紀更新世の古地理図(堆積岩や火成岩の分布図) 水色は水域に堆積した堆積岩、褐色は陸域での火成岩の分布を示す。
日本列島の地質編集委員会『日本列島の地質』をもとに編集

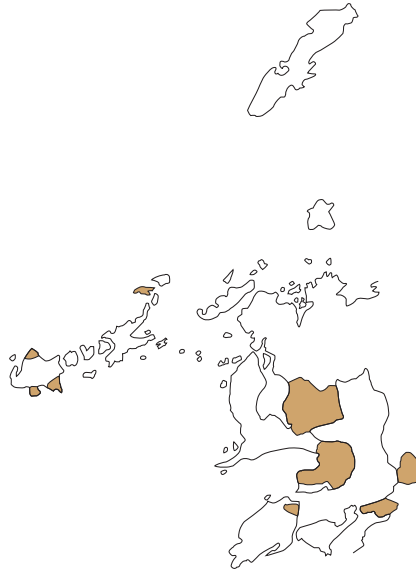


図1-33-5 更新世前期～完新世(200万年前)

またこれとほぼ同じ時期に、東松浦、彦岐、宇久島などの玄武岩の活動と、大村市三浦半島の日岳玄武岩、小長井から佐賀県の大浦、太良にかけての玄武岩の活動があった。五〇〇万年前には島原半島南部口之津付近での玄武岩の活動、佐賀では讃岐岩や杵島玄武岩、武雄流紋岩、山崎山安山岩などの活動があった。西彼杵半島北部を中心に長浜春夫・松井和典(一九五八)五万分の一の地質図幅説明書『蛎ノ浦』によって西海凝灰角礫岩と呼ばれている安山岩質凝灰角礫岩の活動があり、その延長は東彼杵町まで延びて分布している。東彼杵町の虚空蔵山安山岩の活動もこの時期である。長崎火山・時津火山・有喜火山にまたがる広い範囲での陸域における大規模な火成活動の時期であった(図1-33-4)。引き続き、矢上の行仙岳火山、飯盛火山、波佐見や川棚の流紋岩など長崎県内の広い範囲や佐賀県の有田流紋岩、伊万里安山岩など多良岳火山周辺の火山活動が活発に行われ、別府から島原に延びる地溝帯が形成された。多良岳火山や雲仙火山の活動はまだ始まっていない。

◆ 第四紀更新世(二〇〇万年前)以降

二〇〇万年前頃、[図1-33-5](#)には表現されていないが、現在の中部九州(大分・熊本)と南部九州の鹿児島、熊本、宮崎、大分ではカルデラを伴う大規模な爆発・爆裂型の火山活動が繰り返し活発に行われ、大規模火砕流が発生し九州全域から本州にかけて広域火山灰を降らせた時期である。この時期に多良岳火山と雲仙岳の火山活動が始まった。多良岳火山は約一〇〇万年前に、雲仙火山は約五〇万年前に活動を開始した。多良岳火山の活動は約一〇〇万年前頃の古期と八〇〜四〇万年前の新时期に分けられている。古期には、まず大量の玄武岩質溶岩(多良岳古期玄武岩類)の流出を繰り返し広大な溶岩台地をつつた。活動は玄武岩から安山岩質(郡川火山岩類)となり、火山碎屑物と溶岩からなる小型の成層火山ができた。更に多良岳古期安山岩類である安山岩質溶岩と火山碎屑物の流出と噴出へと変化し、嬉野・千綿・大村・諫早・小長井まで広がる大型の成層火山が形成された。多良岳新时期玄武岩の火山活動は、はじめは山麓の側火口から玄武岩質の溶岩と火山碎屑物が噴出し、大野原や鉢巻山・赤似田などの溶岩台地と噴石丘([図1-33-5](#))が形成された。最後には多良岳新时期安山岩類の活動となり、中心部では経ヶ岳や多良岳、五家原岳、郡岳などの溶岩流主体の小型成層火山が、山腹では武留路山などの溶岩ドームが形成され、大型成層火山である多良岳火山に成長した。その後著しく開析され、火山活動と平行あるいは火山活動終息の後、主に土石流堆積物からなる多良火山麓扇状地や大村扇状地などがつくられた([図1-33-5](#))。

註

- (1) アジア大陸との岩石の類似性や最近の古地磁気の研究で、かつてアジア大陸の一部であった日本列島がちょうどこの時期に大陸から分離したことが明らかになった。それ以降分離が続き現在の日本海の形ができた。そのときの大規模な火山活動に伴って鉛・亜鉛・銅などを主体とする鉱床(黒鉱)やグリーンタフが形成された。
- (2) 地盤隆起または海水準の低下によって海岸線が海側へ後退すること。海進と逆の現象。海退にもなっており、それまでの海底があらたに陸地となり、また海はより浅くなる。

- (3) グーラベンともいい、ドイツ語で「溝」を表す。断層によって落ち込んだ地帯をいう。地溝帯やリフト(英: rift)も同義語である。

(阪口和則)

類義語にリフトバレー (rift valley)、裂谷がある。これは広義の地溝のうち、拡大しているプレート境界のことをさすことが多い。

(4) 火山灰や他の火山碎屑物の陸上や湖あるいは海底の堆積物

(5) 新第三紀の中新世になると、日本海の拡大に伴って日本列島の各地で断層運動や沈降運動が起こった。同時に、海底火山活動が活発化し、緑色凝灰岩(グリーンタフ)を特徴とする多量の火山噴出物が堆積した。このときの変動をグリーンタフ変動という。溶結凝灰岩(welded tuff)は、火山の噴火によって空中に放出された噴出物が地上に降下した後に、噴出物自身が持つ熱と重量によってその一部が溶融し圧縮されてできた凝灰岩の一種。

(7) プロクリナイト(propylite、変朽安山岩)とは安山岩や石英安山岩などの火山岩が熱水変質作用を受けて生じた緑色の岩石。日

本では特に第三紀に形成された金、銀、銅、鉛、亜鉛の鉱脈型の鉱床(黒鉱)の母岩の変質にみられる例が代表的なものである。角閃石や黒雲母の緑泥石・方解石化、斜長石の曹長石・緑簾石化で淡褐緑色を呈するのが特徴。現在は岩石名としては使用されていない。

(8) 火山灰やスコリアなど主に噴石からなる円錐形の火山碎屑丘で、一般に小規模で大火山の寄生の火山として形成されることが多い。