

3.地質・地盤条件（佐藤）

1.調査地の地形地質概要

1.1 志賀島の地形・地質

1.1.1 地形概要

志賀島は全周11km，北北西方向に3.5kmの長軸をとる楕円形の陸繋島で，島の東側は海岸沿いに急崖をなす起伏量100～200mの丘陵地からなり，島の西側は起伏量100m以下の丘陵地からなる¹⁾。特に北西側丘陵地には複雑な形状の谷底低地が発達し，低地と丘陵の辺縁部に土石流堆積物が確認されている。

1.1.2 地質概要

志賀島の大部分は約1億年前(前期白亜紀)に貫入した白亜紀深成岩類である志賀島花崗閃緑岩からなり，これに伴う小岩体である志賀島塩基性岩類が島の北東部沿岸と南東側沿岸に分布する²⁾。

前述の志賀島花崗閃緑岩は中粒～粗粒の斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母より構成されており，全体に白っぽい色調を呈している。また，花崗閃緑岩は表層部が厚く風化したまさ土となっており，丘陵斜面部では小規模な斜面崩壊が繰り返されて緩斜面を形成している。

一方，東側沿岸にみられる志賀島塩基性岩類は全体に黒っぽく，主として角閃石はんれい岩や石英閃緑岩からなっている。特に志賀島花崗閃緑岩との境界には幅10cm前後の白色脈が入り込み，断層や白色脈に沿ったヘアクラックが発達する特徴を示している。島の南東側周回道路沿いに確認されている大規模崩落露頭では，志賀島塩基性岩類と志賀島花崗閃緑岩が北東方向および北北西方向の断層で複雑に区切られたブロック構造をなしており，海岸側へ傾斜した節理面(ヘアクラック)や断層面によって囲まれた楔状ブロックが地震動によって崩落している。

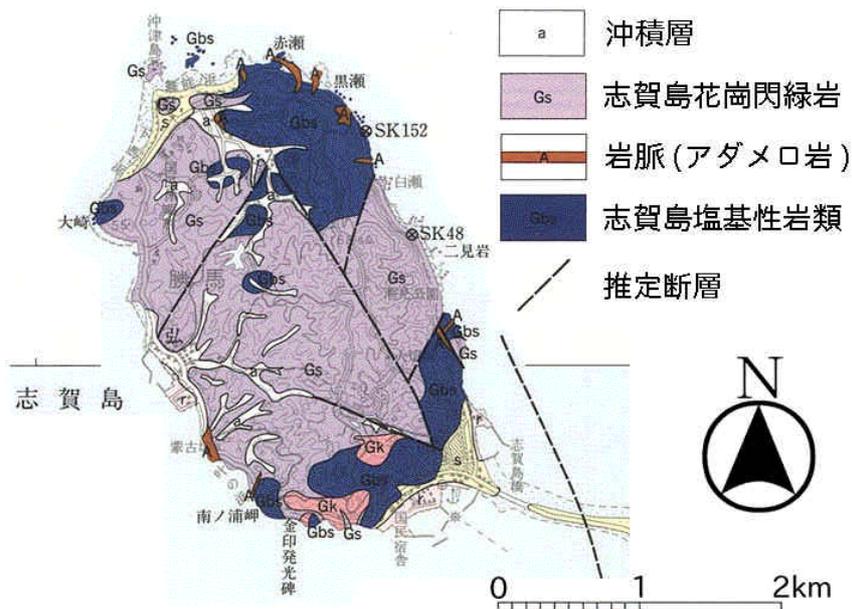


図-1.1 志賀島の地質²⁾

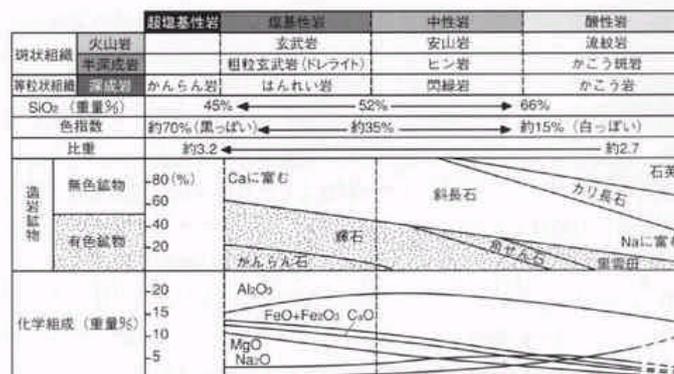


図-1.2 火成岩の分類と造岩鉱物・色指数・化学組成の関係³⁾

1.2 糸島半島西浦付近の地形・地質

1.2.1 地形概要

西浦地区は糸島半島の北西海岸に位置し、北側に標高158.5mの蒙古山、東側に標高209.5mの灘山などがひかえる小起伏山地(起伏量200m以下)および起伏量100m以下の山麓地からなっている⁴⁾。西浦集落の北側には低位段丘面(砂礫台地)や土流扇状地からなる緩斜面が形成されており、斜面の多くが厚く風化したまさ土からなっていることに起因した表層崩壊地形も多くみられる。

1.2.2 地質概要

西浦地区では約9千万年前(白亜紀)に貫入した白亜紀深成岩類である北崎花崗閃緑岩⁴⁾(北崎トータル岩)が分布しており、その北東側山地(蒙古山・灘山)では志賀島花崗閃緑岩が分布している。北崎花崗閃緑岩は糸島半島から福岡市香椎～古賀市にかけて分布する幾つかの岩体からなっており、淡い暗紫色を帯び粗粒で葉理構造が発達し、斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母より構成されている。これらの花崗閃緑岩は厚く表層風化してまさ土となっており、段丘面とともに複雑な形状の山麓緩斜面を形成している。

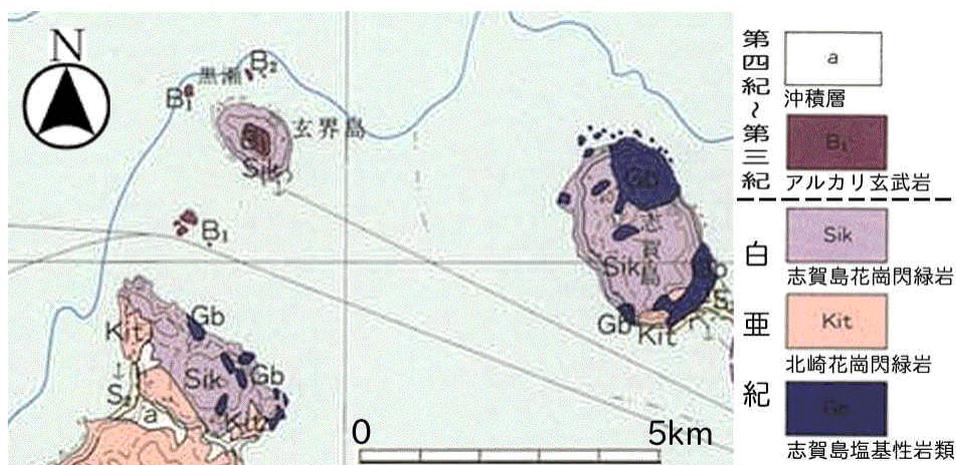


図-1.3 西浦・玄界島・志賀島の地質⁵⁾

1.3 玄界島の地形・地質

1.3.1 地形概要

玄界島は全周約4km、直径約1.5kmの北西方向にやや伸びた楕円形をなしており、海岸線から急斜面を経て上部が比較的平坦な標高120～210mの小起伏山地(起伏量200m以下)を形成している⁴⁾。玄界島の最高点は標高218.3mの遠見山にあり、北側海岸部は波浪浸食により急崖をなし、島の集落は遠見山の南東側に位置している。遠見山山頂付近は標高100m付近まで平坦な頂上台地を形成しており、島の南側では標高100m～140m間の急斜面を経て標高120m～160mにかけて緩斜面を形成し、海岸部まで再び急斜面をなす地形構造を示している。

1.3.2 地質概要

玄界島の基盤部は志賀島花崗閃緑岩からなり⁵⁾、標高120m付近まで玄武岩溶岩によって覆われ⁴⁾、溶岩は全体としてやや南向きの傾斜をなすようにいわゆる「キャップロック」状に分布している。溶岩の下底部には局部的に凝灰角礫岩を挟む場合もある。この玄武岩溶岩は約百数十万年前(第三紀鮮新世～第四紀更新世)に北部九州沿岸域で噴出したアルカリ玄武岩に相当し、転石などにみられる新鮮部は黒色緻密な板状の硬質岩であるが、多くの露頭では著しく風化した土砂状の軟質岩となっている。周辺の表土はこの玄武岩に由来する暗紫褐色の風化残積土(いわゆる「おんにやく」)からなっている。

遠見山から南東側に張り出す尾根部では、古い滑落崖地形等が形成されており、大規模な地すべり地形はみられないものの、強風化玄武岩地層の小規模な表層崩壊が繰り返された履歴が認められる。

基盤の志賀島花崗閃緑岩は対岸の糸島半島から連続する分布を示し、海岸付近や集落後背地の露頭では全体に厚く風化して軟質なまさ土となっている。このため、海岸付近の斜面部では表層崩壊地形や崖崩れによる急崖などが形成されている。

福岡の平地部の地下には、特徴のある平坦面がある（図-1.4参照）。

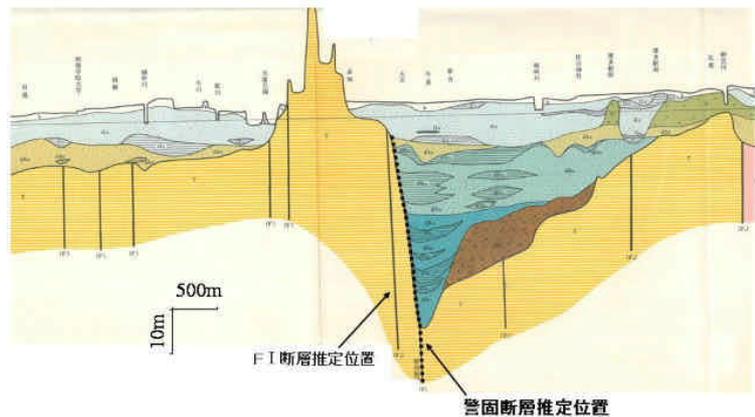


図-1.4 警固断層付近の基盤岩表面等高線図

この平坦面の最大のものは、赤坂 - 高宮 - 石城町をつなぐ三角形の地域（天神凹地）であり、この凹地には金武礫層や博多粘土層のような堆積物が詰まっている（図-1.5 参照）。天神凹地の基盤岩は主として第三紀層からなるが、その上面の等高線は、標高 - 50m までに達している。標高 - 40m 以深の形は、延長約 4km に対して、幅数百 m の極めて細長い地溝状をなしている。

この天神凹地西側の密な直線状岩盤等高線の位置に、F 断層と警固断層が推定されている。この2つの断層の間は、無数の小断層が複合した破碎帯を構成して、少なくとも幅 200m にわたって地層が著しく乱されている。「参考文献

福岡地盤図 1981」



福岡地盤図 東西断面Iに加筆 東西断面I

図-1.5 警固断層付近の東西断面図

1.4 引用文献

- 1) 1/50,000土地分類基本調査(地形分類図)「福岡」. 福岡県農政部, 1984
- 2) 唐木田芳文・富田宰臣・下山正一・千々石一豊: 福岡地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 通商産業省工業技術院地質調査所, 192p, 1994.
- 3) 酒井治孝: 地球学入門, 東海大学出版会, 296p, 2002.
- 4) 1/50,000土地分類基本調査(地形分類図)「前原・玄界島」, 福岡県農政部, 1985.
- 5) 久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本博・星住英夫・鎌田耕太郎: 20 万分の1地質図幅「福岡」, 通商産業省工業技術院地質調査所, 1993.

2 臨海埋立地の変遷と土質特性

(1) 臨海埋立地の変遷

図-2.1 に博多港の埋立地造成経過を示した。博多港の埋立は明治時代から始まり，昭和 30 年代までに須崎，荒津，東浜地区，昭和 40 年代に箱崎，福浜，東浜地区，昭和 50～60 年代に小戸・姪浜，地行・百道地区，平成 3～6 年に香椎パ - クポ - ト地区，平成 6 年以降にアイランドシティ - 地区で行われている。

博多港の埋立ては港湾整備と並行して行われ，埋立材料は主に航路・泊地の浚渫土砂及び地下鉄掘削土砂が用いられている。後述するように博多湾内は博多湾シルト層が堆積し，浚渫はこの層を対象にしている。博多湾シルト層は北岸で細粒，南岸で粗粒となっており，埋立土砂の土質は採取箇所により異なると考えられる。

昭和 44 年に着工された香椎地区の埋立は本航路や泊地の浚渫シルトを用いた。浚渫シルトは含水比 200%を示し，早期安定化を図るためペーパードレーン工法，ロープネット工法が用いられている。

小戸・姪浜，地行・百道地区は昭和 59 年から本格的な土地造成工事が始まった。埋立工事はシルト質土砂をグラブ浚渫，砂質土をポンプ浚渫，山土で覆土する順序で行った。小戸・姪浜地区はボタ山土を埋立土として利用している。

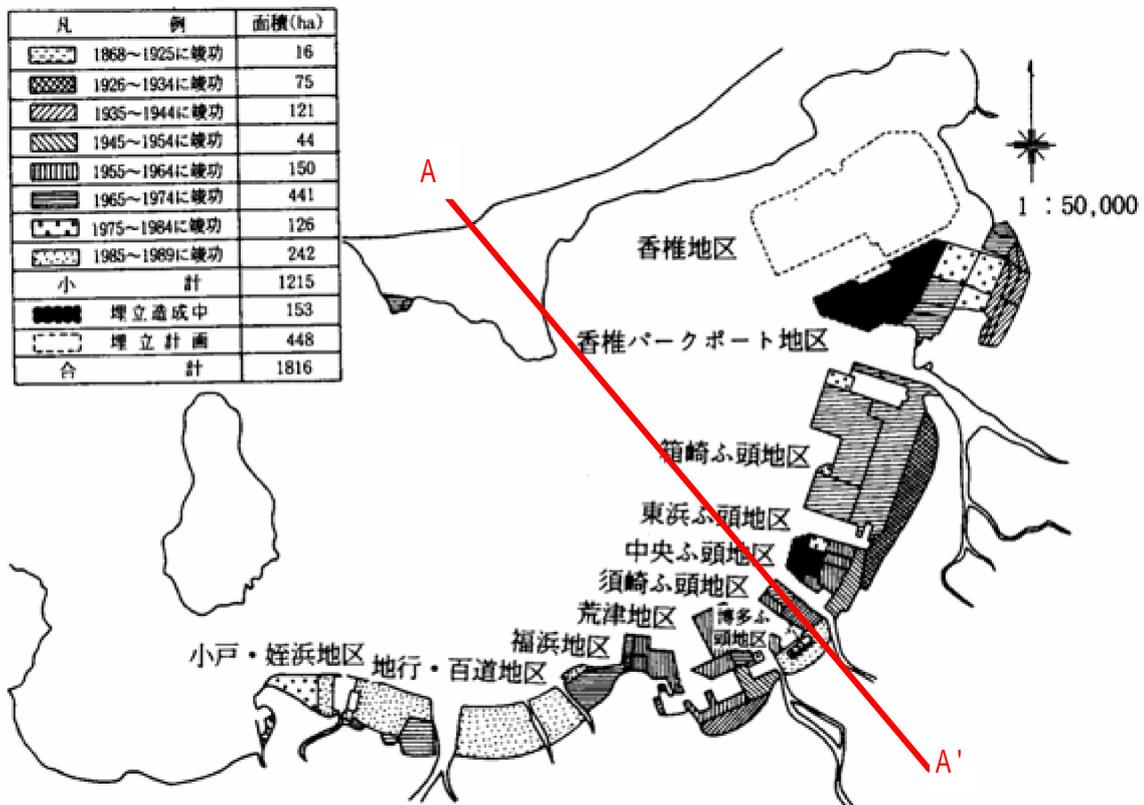


図-2.1 博多港の埋立地造成経過（福岡市史）

(2) 博多湾沿岸の地層構成

図-2.2に福岡市東区西戸崎～博多湾～博多区築港～南区井尻を横断する地層断面線を示した。地層断面線の位置は図-2.1に示した。博多湾に面する完新世の地層は博多湾シルト層、箱崎砂層、海の中道砂層及び住吉層である。住吉層は沖積面に堆積する非海成層、博多湾シルト層は博多湾の海成堆積物、箱崎砂層及び海の中道砂層は砂丘砂層である。博多湾臨海部は博多湾シルト層が分布している。博多湾シルト層は貝殻を含む砂質シルト層であり、北岸で細粒砂質、南岸で粗粒砂、小礫混じりとなっている。

博多湾シルト層は博多湾の底質を構成し、西戸崎付近の海の中道砂層、福岡市街地の箱崎砂層、住吉層下位に分布している。

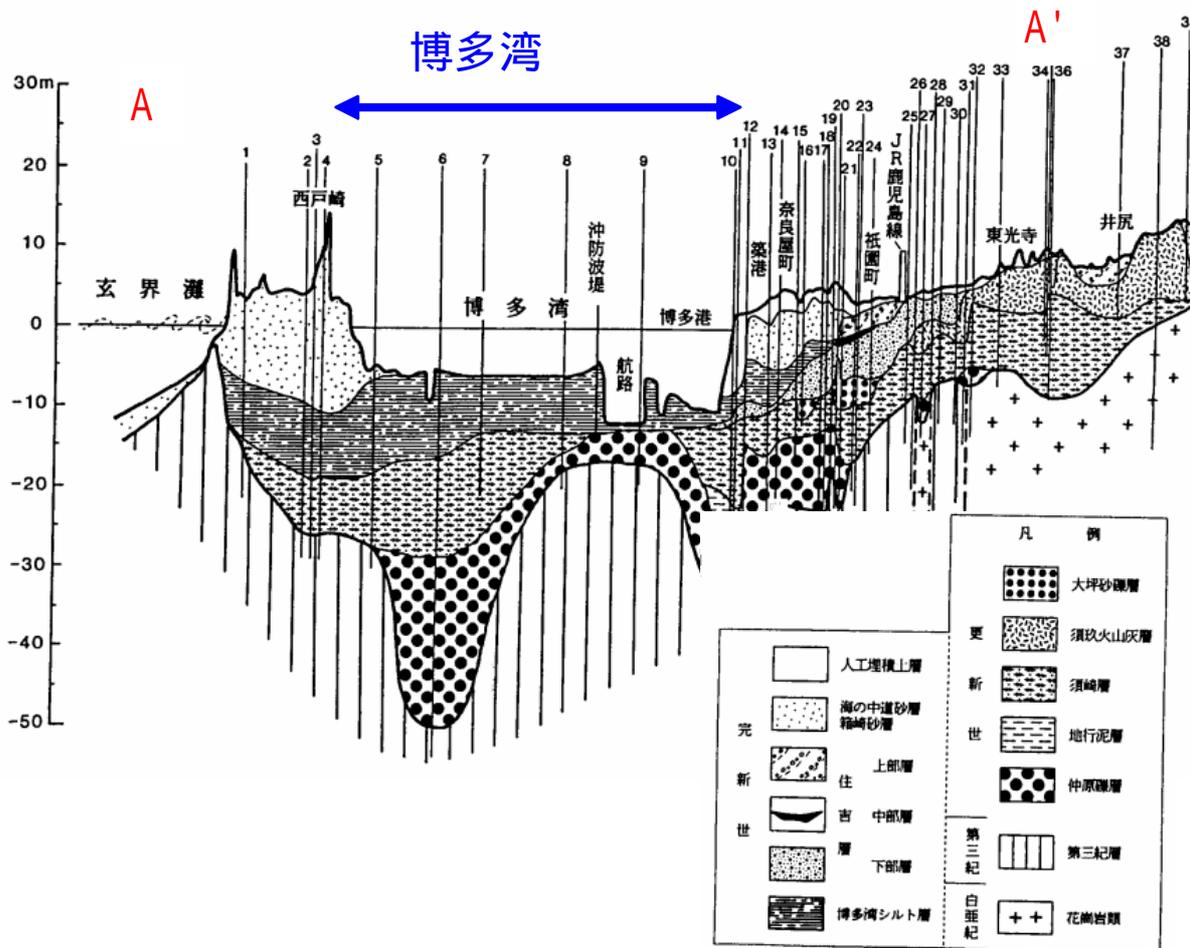


図-2.2 地層断面線 (福岡地域の地質, 地質調査総合センター)