

## 壱岐の地質(2)

神田 淳男\*

### 芦辺層群

#### <堆積岩類>

湯本湾南岸の六郎瀬付近を中心にして、火山角礫岩、砂・礫・シルト層、玄武岩溶岩、浮石質火山灰とそれらの上位に軽石流堆積物を伴なう堆積岩層が分布する。壱岐国研(1973)はこの堆積岩類を主体とするものを湯野本累層として記載した。この堆積岩層は海水面の付近で勝本層群及び久喜累層の上に不整合に重なり、また、堆積岩層の上部は玄武岩類が被覆して、層厚は15~20mである。六郎瀬の北向き海侵崖の砂・礫・シルト層からは1971年にStegodonの化石が発見され、亀井節夫・樽野博幸らの談によると鮮新世中頃の型といわれる(壱岐国研、1973)。また、軽石流堆積物はジルコンのフィッシュントラック年代が110万年(西村・笹島、1972)である。六郎瀬の南方の県道上には、水田の山際に軽石流堆積物とそれを覆う玄武岩の露頭があり、NW系の2本の小規模断層が両者を切断し変位させているのが見られる。

八幡半島の北岸には、馬ノ瀬をはさんで東側と西側約600mの海岸に、玄武岩類中に挟在する層厚5m未満の円礫・砂・泥なる地層が分布する。これとほぼ同様の地層は左京鼻東海岸にも露出し、ここでは若松累層の安山岩質凝灰角有礫岩と芦辺層群の玄武岩溶岩の間に挟在し露出する。

壱岐国研(1973)はこれらの地層を八幡累層の馬ノ瀬レキ層と命名した。

馬ノ瀬と左京鼻との中間の棚江原北岸には、玄武岩類に挟在して、泥・亜炭層が露出する。全体で2.5m未満の薄層であり、馬ノ瀬レキ層とはほぼ同水準に位置する。三木・粉川(1962)と石田他(1970)は、亜炭層の植物遺体を記載し、鮮新世であるとした。壱岐国研(1973)はこの地層を八幡累層の棚江原泥・亜炭層として区分した。

#### <玄武岩類>

壱岐島のほとんどの地域の地表部を覆って分布し、 $B_1$ ~ $B_8$ 及び $B_q$ の計9種の岩相に区分される。この区分は原則的に、松井(1958)に従ったが、その分布について若干異なる部分がある。

これらの玄武岩類は、玄武岩溶岩(~安山岩)と同質火砕岩からなり、玄武岩溶岩の大部分はアルカリ岩系に属するアルカリかんらん石玄武岩である。各岩相ごとの岩石名・岩相及び土木工学的性状を表-1の玄武岩類一覧表にまとめた。

玄武岩類に関する全体的な地形及び噴出様式等については、地形・地質概説で既述したので、ここでは各岩相別に、主としてそれらの産状について記載する。

#### ① 斑晶質玄武岩( $B_1$ )

本岩は郷浦から梅津湾にかけての南部海岸と芦辺付近に分布している。南部海岸での本岩の分布標高の最大は25mで、若松累層を不整合に覆い、それらの上部を $B_2$ と $B_8$ の玄武岩相及びピッチス

\*国際航業(株)土木地質部部長

トン流が被覆している。単層厚数 m の溶岩と赤褐色の凝灰岩が累重しており、噴出源は岳ノ辻の中心部付近にあったと推定される。芦辺付近での本岩は、分布標高の最大が 80 m で高尾山の中心部に向って高度をあげており、噴出源はその付近にあったと推定される。厚さ 10 m 以下の数枚の溶岩と火砕岩からなり、勝本層群を不整合に覆い、それらの上部を B<sub>4</sub>と B<sub>5</sub>の玄武岩相が被覆する。既述した馬ノ瀬レキ層は本岩中に挟在する。本岩相の玄武岩は岳ノ辻及び高尾山旧火山の最初期の噴出物であったと考えられる。

② かんらん石粗粒玄武岩 (B<sub>2</sub>)

本岩は主として島の南部地域に分布し、岳ノ辻の山頂部を中心にしてその周りを囲むように、北東部から南部にかけての標高 100 m 以下の低地

部に分布する。厚い溶岩からなり火砕岩の分布は少ない。若松累層・久喜累層・初瀬累層を不整合に覆い、南西部で B<sub>1</sub>の玄武岩相の上に重なり、それらの上部を B<sub>5</sub>の玄武岩相が被覆する。本岩相は岳ノ辻旧火山の B<sub>1</sub>に次ぐ初期の噴出活動によるものと考えられる。本岩相と同質の玄武岩は八幡半島の東端部にも分布し、その東及び南部海岸では厚さ 30 m 以上の溶岩が若松累層を不整合に覆う。北部海岸には既述した棚江原泥・亜炭層が本岩相の最下位に分布し、また、この泥・亜炭層の下部に露出する玄武岩は斑晶質で B<sub>4</sub>の玄武岩相に対比される。本岩相の噴出源は不明であるが地質構造から南東方の海域にある可能性が強い。

③ 斑晶質 (球顆) 玄武岩 (B<sub>3</sub>)

表一 玄武岩類一覧表

記号	岩石名	岩相	土木工学的性状
B <sub>q</sub>	石英玄武岩	暗灰色～黒色を呈し、新鮮部は緻密堅硬である。0.5～2mm径の石英粒が散在する。板状節理が発達する部分がある。	亀裂面風化などが認められるため新鮮岩盤でも CM 風化部～火砕岩は CL～CM 強風化部は D
B <sub>8</sub>	斑晶質玄武岩	新鮮部は暗灰色を呈し、緻密堅硬である。一般に多斑晶質であるが、斑晶に乏しい部分もある。斑晶は、輝石、角閃石などである。	塊状新鮮部は、CH～B 風化部は脆く、CL～D
B <sub>7</sub>	カンラン石・普通輝石玄武岩	斑晶として、カンラン石・普通輝石を有する。	新鮮部はあまり露出せず、CL～Dの溶岩が多い。
B <sub>6</sub>	カンラン石玄武岩	暗灰～灰色を呈し、カンラン石斑晶は多量に含む、風化部は脆く、また自変質を被っている部分がある。	火砕岩、風化溶岩は CM～D 新鮮部は CM～CL
B <sub>5</sub>	無斑晶質玄武岩	暗灰～黒色を呈し、一般に斑晶に乏しい。新鮮部は非常に堅硬かつ緻密である。	新鮮溶岩は堅硬であり、B～CH
B <sub>4</sub>	斑晶質玄武岩	灰～暗灰色を呈し、風化部は淡灰～褐色を呈する。輝石・カンラン石・長石を斑晶として含む。	亀裂、節理の発達が著しく、面に沿う風化も強いので、CM～D程度 火砕岩はD
B <sub>3</sub>	斑晶質 (球顆) 玄武岩	青灰～暗灰色を呈し、やや多孔質、小球顆をもつものが認められる。輝石、カンラン石を斑晶として含む。	新鮮溶岩においても亀裂、節理の発達が多く、CM～CL程度
B <sub>2</sub>	カンラン石粗粒玄武岩	灰～暗灰色を呈し、柱状節理の発達が著しい (約 1 m 以上の間隔をもつ)。カンラン石斑晶を含む。	表面から数cm程、強風化で脆弱、新鮮部は非常に堅硬である。
B <sub>1</sub>	斑晶質玄武岩	暗灰～暗青緑色を呈し、普通輝石、カンラン石、斜長石などの斑晶を有する。	新鮮部は塊状かつやや堅硬、CM～CL程度。風化部は非常に脆弱で D

本岩は湯本一筒城構造線のほぼ以南の地域に広範囲にわたって分布している。一般に数枚の溶岩と火砕岩が累重して露出する産状を呈するが、島西部の黒崎半島では高さ40mの海侵崖を形成して溶岩が卓越するところがある。本岩は勝本層群及び老岐層群を広く不整合に覆って、B<sub>1</sub>・B<sub>2</sub>の玄武岩相の上に重なっており、更にそれらをB<sub>4</sub>・B<sub>5</sub>・B<sub>7</sub>・B<sub>8</sub>の各玄武岩相が被覆する。本岩の噴出源は、西部から鹿ノ辻・長峰本村触付近・津の上山・岳ノ辻及び筒城西触付近などに点在していたと推定され、この時期には老岐島のほぼ南半分をしめる地域に激しい火山活動が相次いで発生したと考えられる。なお、黒崎半島と深江～筒城の付近では、構造線沿いの割目噴出もあったと推定される。

#### ④ 斑晶質玄武岩 (B<sub>4</sub>)

本岩は高尾山を中心にして、湯本一筒城構造線以北の島中央部を、北西-南東方向に横切るように分布する。一般に薄い溶岩と火砕岩の互層からなり、馬ノ瀬の海岸部では溶岩が著しい風化作用を受けて軟弱化しているところがある。勝本層群及び老岐層群の上部累層を不整合に覆い、B<sub>1</sub>・B<sub>3</sub>の玄武岩相の上に重なって、B<sub>5</sub>・B<sub>6</sub>・B<sub>7</sub>・B<sub>8</sub>・B<sub>9</sub>の各玄武岩相がそれらの上部を被覆する。本岩の噴出源は高尾山の中心部付近にあり、他に湯本一筒城構造線沿いの割目噴出があったと推定される。

#### ⑤ 無斑晶質玄武岩 (B<sub>5</sub>)

本岩は老岐島の北部地域に広範囲に分布しており、その南限は津の上山の付近で終わっている。数枚の溶岩と赤褐色に粘土化した火砕岩が互層をなす産状を呈しており、勝本層群及び老岐層群の上部累層を不整合に覆い、B<sub>3</sub>・B<sub>4</sub>の玄武岩相の上に重なって、それらの上部をB<sub>6</sub>・B<sub>9</sub>の玄武岩相が被覆している。本岩の噴出源については、津の上山・湯本湾北岸の岳ノ山・神岳・男岳及び女岳などが、噴出活動の主な中心であったと推定される。

#### ⑥ かんらん石玄武岩 (B<sub>6</sub>)

本岩は島の北部に限られて分布し、箱崎海岸では高さ60～70mの海侵崖に4枚の溶岩が火砕岩をはさんで累重するのが見られる。勝本層群を不整合に覆い、B<sub>5</sub>の玄武岩相の上位に重なって、B<sub>9</sub>の玄武岩相がそれらの上部を広く被覆する。本岩の噴出源については、北東部では男岳及び女岳

の付近が中心と推定されるが、北西部については不明確である。

#### ⑦ かんらん石・普通輝石玄武岩 (B<sub>7</sub>)

本岩は湯本一筒城構造線に沿って、中央低地帯から南東側の地域に分布する。溶岩が主体でそれぞれに薄い火砕岩をはさむ産状を呈し、勝本層群・老岐層群の基盤岩とB<sub>3</sub>・B<sub>4</sub>の玄武岩層を覆っている。本岩の噴出は構造線に関連した割目噴出の形態をなし、噴出源は構造線より幾分北側に点々と配列しており、そのうちの主な噴出源が角上山(114.3m)の付近であったと推定される。既述したように、角上山南部の中央低地帯は、かつては物部累層の堆積岩からなる比較的高標高の丘陵性山地であったものが、玄武岩活動の中頃から著しい差分的侵食を受けて低地化し、そこに津の上山からのB<sub>5</sub>及び角上山からのB<sub>7</sub>の玄武岩溶岩が流下し、低地部を一時埋積したものと推定される。また、B<sub>7</sub>の溶岩は低地帯を東流していた旧幡鉾川の東海岸への出口をせき止めたが、その後ウルム氷期の最盛期頃の激しい侵食作用によって、再び低平地化が進み、現在幡鉾川の下流部に見られる狭窄したV字谷地形は、その当時の跡をとどめているものと考察される。

#### ⑧ 斑晶質玄武岩 (B<sub>8</sub>)

本岩は高尾山の山頂に近いところと南部の岳ノ辻をとり囲む広い地域に分布する。南部地域では厚さ10～数10mの溶岩が火砕岩をはさんで数枚くりかえしており、岳ノ辻の山頂部に向かって漸次溶岩が薄くなって火砕岩が主体をなす。多量の溶岩流を伴う火山活動は、岳ノ辻では4回、高尾山では3回が数えられる。

#### ⑨ 石英玄武岩 (B<sub>9</sub>)

本岩は湯本一筒城構造線の北東側の地域に限られて分布し、南東部の権現山(53.7m)付近を除くと、ほとんどが北部地域のほぼ全域を露出する。一般に板状節理が高頻度に発達する溶岩を伴ない、風化部では青灰色～緑灰色を呈して数mm大の石英の外来斑晶を多産するのが特徴である。本岩は老岐島における玄武岩活動の最後期のものと推定される。本岩の噴出源は北東部域では男岳及び女岳の付近と推定され、他の地域については不明確であるが、湯本一筒城構造線とその北側に派生する北西-南東系の断層と調和するような割目噴出の可能性があると考えられる。

## ⑩ ピッチストーン流

本岩は梅津湾の北岸と箱崎本村触の付近にも小規模に露出する。本岩は灰白色を呈し、黒曜石の小粒を多量に伴ない、流理構造がよく発達した、流紋岩質の火山ガラス流である。既述したように、梅津湾北岸のものは既往の調査で芦辺層群前の第三系後期の流紋岩とされていたものであるが、今回の調査によって芦辺層群火山活動の最後期に位置づけられることがその産状から明らかである。また、既述した勝本ダムのボーリング等の調査によると、石英玄武岩の活動前にカルクアルカリ岩系の酸性火山活動が存在した可能性があり、それに石英の外来斑晶を多産する石英玄武岩(Bq)の存在も含めて、今後の研究を要する課題を残している。

## 郷ノ浦層群

岳ノ辻・津の上山・鹿ノ辻・角上山・男岳及女岳など山頂部には、火口跡をとどめる地形が残されており、その極く小範囲に凝灰質砂・シルト・粘性土、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩などからなる噴出石丘堆積物が分布する。また、筒城西触付近の丘陵頂部の切上箇所成層した火砕岩層を貫く玄武岩質安山岩の露頭が観察される。これらの噴出石丘堆積物とそれを貫く岩脈類は、芦辺層群玄武岩類の活動の時期からはるかに遅れて、形成されたものと推定される。宍田(1973)は、これらの噴出石丘堆積物の一部が沖積層をもつ谷で刻まれていることから、ウルム氷期以前に形成されたものであると考察し、これら一連の噴出石丘堆積物を芦辺層群から独立させて、予察的に郷ノ浦層群として区分した。

## 沖積層

幡鉾川・谷江川の流域をはじめとして、島をとりまく多数の小規模水系の谷底には海岸側に開けて平地が分布し、沖積層の礫・砂・粘性土層が堆積している。

## 地質構造

宍田島地区は、北九州におけるグリーンタフ地域の一部に位置し、宍田層群の活発な火山活動の場であった。この火山活動は中新前期の中半ごろ

から始まり、中新世後期まで継続した。このうち、中新世前期～中期はソノ輝・ピジョン輝石質のカルクアルカリ岩系の火山活動が盛んであり、玄武岩・安山岩・石英安山岩及び流紋岩からなる火山岩類が多量に噴出した。これらの火山活動は、火山層序の面からは中間に不整合期をはさんで、ほぼ2つのサイクルに区分される。中新世中期(久喜累層)から後期(物部・初瀬累層)の間には地質構造上大きな不整合があり、中新世後期の火山活動は玄武岩～流紋岩からなるアルカリ岩系の火山活動へと移行した。

このような第三系のグリーンタフ活動の場は、宍田島の基底をなして島北半部域をしめる勝本層群が規制しており、八幡半島から深江・住吉東触及び黒崎半島を結ぶあたりが、当時の陸・海域の境界部になっていて、これより南側の浅海域で宍田島のグリーンタフ活動が始まったものと推定される。勝本層はこれまでの多くの層位学・古生物学的研究から対馬の対州層群に対比されており、この当時の陸域は宍田島の北部から対馬にかけて広がっていたものと推定される。

現在の宍田島における先第四系の地質構造を考察し図示すると図-1のようにまとめられる。勝本層群は地域北半部において、北東-南西方向の背斜軸をもって南西側にプランジする、半ドーム状構造を呈している。この北西翼部では北東-南西から北北東-南南西方向が勝本層群の主要構造になっており、南東翼部では湯本-筒城構造線の影響を受けて図示されるようにやや複雑になっている。

宍田層群の地質構造については、時に若松・久喜の下部累層の分布が局所的で不明な点が多々あるが、基本的な地質構造の大略として図示したものである。若松累層・久喜累層と勝本層群は構造線沿いでは断層で接しており、東部の八幡半島以南では北西-南東方向の軸をもって南東方にプランジする緩い向斜構造を呈し勝本層群を不整合に覆うものと推定される。島の南東海岸から南西海岸付近では、若松累層は地層の傾斜が80度～90度に直立するところがあって、複雑なものと推定され、この上に不整合に重なる久喜累層は若松累層に比較して地層の傾斜が緩やかな褶曲構造を呈している。物部累層と初瀬累層は同時異相的な性格が強く、両者の下位に対比されて堆積岩を多く

伴なう物部累層は、島中央の半ベーズンの的な構造部に水平に近い緩やかな構造を呈して堆積している。湯本一筒城構造線は、久喜累層までの地層を切断し顕著な転位をおよぼしているが、物部累層はその断層露頭を含めて久喜累層以下の地層を不整合に覆っている。このような地質構造の顕著な相違と火山活動の特徴などから、久喜累層と物部累層の間には大きな不整合があるものと考えられる。老岐層群の地質構造に関しては複雑で不明確なところが多く、今後の調査研究を要するが、大局的な構造方向は図-1のように北西-南東方向と推定される。

これらの基盤岩類を広く不整合に覆う芦辺層群の玄武岩類は、日本海新生代のアルカリ岩系の一部に属し、その噴出機構に関しては、老岐島の中央低地帯をほぼ環状にとりまいて分布する多数の噴出源からの中心噴出が主体であり、他に湯本一筒城構造線に直接・間接的に規制された割目噴出もあって、両者が複合して溶岩台地を形成したものと考えられる。

湯本一筒城構造線は、久喜累層堆積後から物部累層堆積前（中新世中期～後期）の間に主要な活動があったが、勝本層群に構造運動時からその先駆的な活動が行なわれ、勝本層群はこの構造線を境にして南西側が相対的に沈降しグリーンタフ活動に移行していったものと考えられる。湯本湾の付近には、この構造線から派生する北西-南東系の断層が推定され、それに沿うように石英斑岩の貫入岩があり、付近に60°C以上の高温々泉が自然湧出している。この石英斑岩は他のグリーンタフ地域における同岩種の火成活動との対比から、中新世末期のものと推定され、温泉の熱源賦存の場とその上昇の場を規制する深部の地質構造に強く関与している可能性が高い。また、湯本湾の付近では芦辺層群の玄武岩を動かす北西-南東系の断層が確認されており、それに空中写真から判読されるリニアメントを含め考察すると、湯本一筒城構造線に沿っ

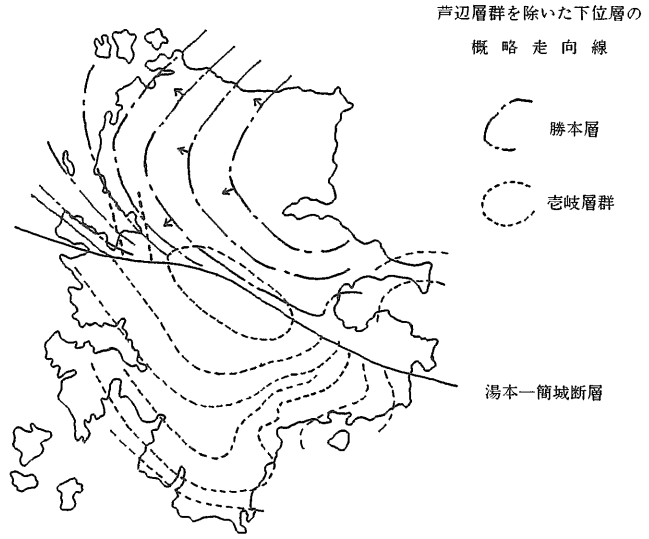


図-1 老岐島地質構造図

た地帯は、芦辺層群の玄武岩類の噴出後に至るまで、部分的かつ断続的な活動が行なわれたものと考えられる。

### 岩石試験

本試験は、老岐島を構成する代表的な岩石及び地層のおよその物性値・地質工学的特性の概要を得るために実施したものであり、実施した試験の内容は表-2,3に示した。

これらの試験結果は、次の図・表類に示す通りであるが、それらの概要を整理すると次のようである。なお、試験資料は総て地表部の露頭から採取したものであり、できるだけ風化作用の影響の少ないできるだけ新鮮な部分を選んで採取した。

これらの試験結果は添付図・表類に示したが、それらの概要は下記のようなものである。

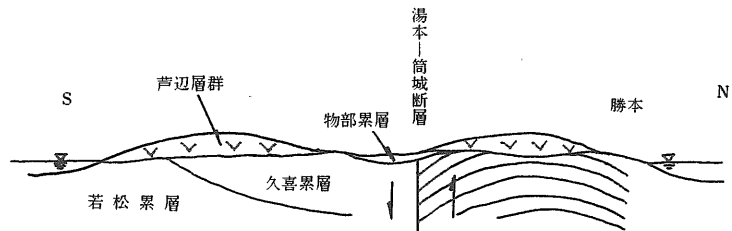


図-2 地質構造模式断面図

① 一軸圧縮強度

この試験の目的は、トンネル施工時に問題となる地圧作用のおよその強弱を各地質区分ごとに評価するために行なったものである。試験結果によると、地圧（塑性地圧）の面でトンネルの設計・施工上注意を要するものとして、勝本層群の頁岩（泥岩）優勢層の一部、若松累層から芦辺層群の各地質時代にかけての火砕岩層があげられる。なお、老岐層群の堆積岩層については、試験に供する試料の採取と整形が困難なため、岩石試験は実施しなかったが、推定されるそれらの一軸圧縮強度は、火砕岩類の強度より更に低いものであることは確実である。

② X線分析

本試験は、さきの一軸圧縮強度試験と共に、膨張性地圧の発生の可能性の有無を概略評価するために行なったものである。試料は火砕岩類を対象にし、X線回析法による粘土鉱物の分析を行なった。この結果、モンモリロナイトは全試料共に検出されなかったが、イライトが久喜累層から芦辺層群までの各地質時代の火砕岩類から検出された。イライトはモンモリロナイトと共に膨圧性を有する粘土鉱物であり、また、それらの試料の一軸圧縮強度も 13.9~73.0 kg/cm<sup>2</sup> と低い値を示すので、これらの地質構成からなるところでは、トンネル掘削にあたって膨圧性の塑性地圧の作用に注意が必要である。なお、若松累層については、今回の試験に供した試料が弱変質の安山岩質凝灰角礫岩であり、緑色変質を蒙った火砕岩については上記と同様の地圧の作用についての注意が必要である。

③ 吸水膨張試験

本試験もトンネル地圧を評価するための資料を得るために実施されたものである。今回の試験値そのものでは膨張性は少ない結果になっているが、本来地圧の問題については、一軸圧縮強度及びX線分析なども含めた総合的かつ経験的な評価を要するものであり、若松累層の弱変質火砕岩を除く他の老岐層群の火砕岩・堆積岩類については、地圧の作用に注意を要するものと判断される。

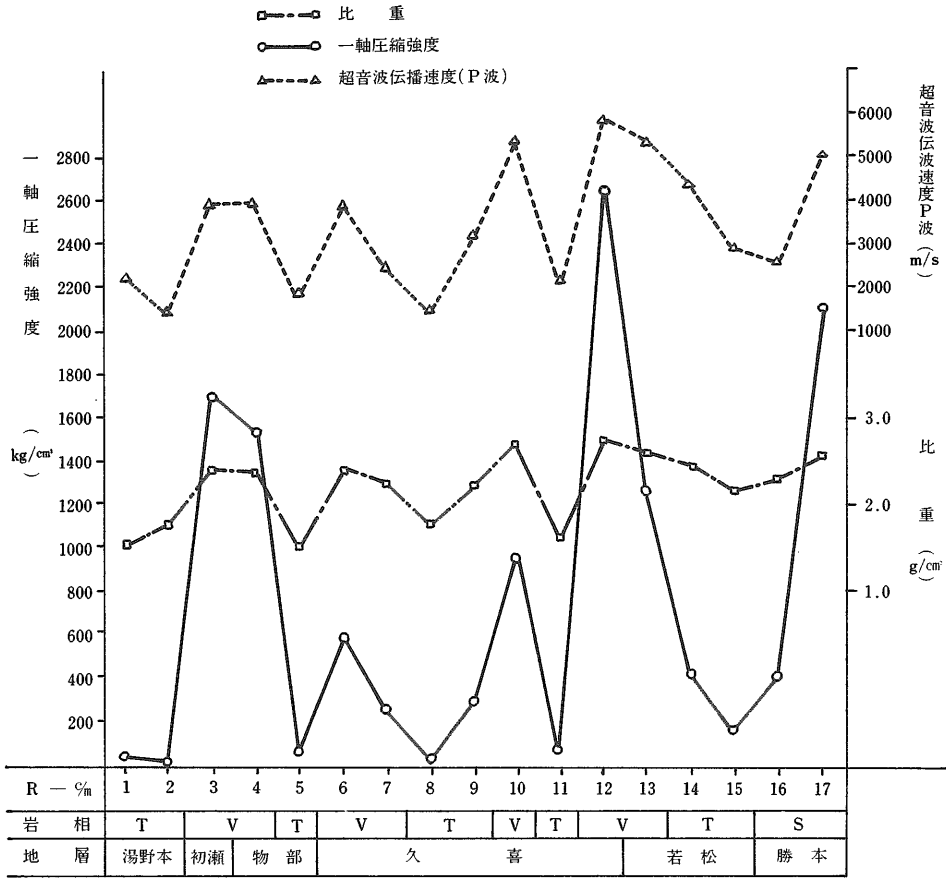
表-2 岩石試験一覧表

R	T	X	E	地層名	岩相
	1			芦辺層群	Bq
	2			"	B3
1				湯野本累層	軽石質凝灰岩
2		1	1	"	凝灰質シルト岩
3				初瀬累層	流紋岩
4	3			物部累層	角閃石石英安山岩
5		2	2	"	凝灰質シルト岩
6	4			久喜累層	石英安山岩
7				"	粗面安山岩
8		3	3	"	軽石質凝灰岩
9	5			"	凝灰質砂岩
10				"	安山岩
11		4	4	"	安山岩質凝灰角礫岩
12				"	玄武岩
13	6			若松累層	安山岩
14	7		5	"	安山岩質凝灰角礫岩
		5		"	安山岩質火山礫凝灰岩
15		6	6	"	粗粒凝灰岩~火山礫凝灰岩
16	8			勝本層	細粒砂岩
17				"	硅質砂岩

R ; 見掛比重, 一軸圧縮強度, 超音波伝播速度測定  
 T ; 岩頭顕微鏡鑑定  
 X ; X線回析分析  
 E ; 吸水膨張試験

表-3 岩石試験結果

R-No.	見掛比重 g./cm <sup>3</sup>	一軸圧縮強度 kg/cm <sup>2</sup>	超音波伝播速度 P波 km/sec	吸水膨張率 %	E-No.
1	1.54	49.2	2.18		
2	1.74	18.9	1.40	0.31	1
3	2.40	1690	3.88		
4	2.38	1530	3.94		
5	1.51	64.5	1.84	0.06	2
6	2.40	590	3.91		
7	2.23	272	2.42		
8	1.78	41.2	1.49	—	3
9	2.20	296	3.20		
10	2.69	964	5.35		
11	1.62	73.0	2.12	—	4
12	2.73	2640	5.81		
13	2.59	1260	5.31		
14	2.46	432	4.36	0.02	5
15	2.17	165	2.88	—	6
16	2.29	413	2.59		
17	2.57	2110	5.08		



(注) T ; 火砕岩, V ; 火山岩, S ; 堆積岩

図-3 岩石試験結果一覧図

表-4 鑑定結果一覧表

項目 \ 番号	1	2	3	4	5	6
モンモリロナイト	×	×	×	×	×	×
カオリナイト	○	×	×	×	×	×
イライト	○	○	○	○	×	×
パーミキュライト	×	×	×	×	×	×
ハロイサイト	△	×	×	○	×	×
ギブサイト	×	×	×	×	×	×
岩層名	湯野本累層	物部累層	久喜累層		若松累層	
	軽石質凝灰岩	凝灰質シルト岩	軽石質凝灰岩	凝灰角礫岩	火山礫凝灰岩	粗粒凝灰岩-火山礫凝灰岩

○ ; 存在している  
 △ ; 存在していると思われる  
 × ; 存在しない

表-5 X線分析結果

	岩石名	組織	造岩鉱物		地層名
			斑晶	石基	
1	単斜輝石玄武岩	斑状組織 間粒状組織	単斜輝石；わずかにあるが、0.8mm 斜長石；他形～半自形のものが多い Ah % = 55～60	単斜輝石；粒状 斜長石；自形性が強い 不透明鉱物 火山ガラス	声辺層群 Bq
2	カンラン石・ 斜方輝石安山岩	斑状組織 ピロタキシテイク 組織	イディングサイト；丸味を帯び、カンラン 石あるいは斜方輝石が変質 斜方輝石；茶褐～黄褐色の多色性 斜長石；半自形で少量, Ah % = 45～50	斜方輝石；粒状 斜長石；長方形の自形 不透明鉱物；粒状 火山ガラス	声辺層群 B3
3	角閃石・黒雲母 石英安山岩	斑状組織 ピロタキシテイク 組織	角閃石；自形～半自形, 最大2～3mm 黒雲母；自形～半自形, 最大2～3mm 0.5mm程が多い 斜長石；自形～半自形, Ah % = 20～30	斜長石；自形性強い 石英；他形 火山ガラス	物部累層 Dm
4	アノソクレス 流紋岩	斑状組織 ピロタキシテイク 組織	黒雲母；自形性強い, 最大2～3mm アノソクレス；正方形(自形), 少量 0.5mm 斜長石；小さな粒の集合, 周囲は火山 ガラス 石英；破壊され, 小粒状	斜長石；丸味を帯びた 半自形 石英；非常に小さい 火山ガラス	久喜累層 Dk
5	安山岩質凝灰岩	碎屑性組織 多孔質組織	単斜輝石；他形～自形, 最大1mm以上, 不規則なもの多し 斜長石；他形～自形, 最大2mm以上, An % = 45～65 石英；他形, 破片状, 非常に少量 火山灰		久喜累層 Pk
6	複輝石安山岩	斑状組織 ハリ基流晶組織	単斜輝石；半自形～自形, 0.2～0.5mm 斜方輝石；自形～半自形, 0.2～0.5mm 斜長石；自形～半自形, 1～3mm An % = 30～40	単斜輝石；粒状, 少量 斜長石；自形多し 石英；他形, 少量 不透明鉱物, 火山ガラス	若松累層 Wt
7	複輝石安山岩	斑状組織 ハリ基流晶組織	斜方輝石；他形～半自形, 最大1mm以上 単斜輝石；他形, 丸味を帯びる 斜長石；他形～自形, An % = 35～45	単斜輝石；他形 斜長石；自形性強い 不透明鉱物, 火山ガラス	
8	極細粒砂岩 シルト岩	碎屑性組織	石英；粒状のものが多い, 最大0.08mm, 0.04mm平均 白雲母；半自形, 無色, 0.07×0.02mm 斜長石；非常に少量(1%以下) 小礫を含む。充填物質は非晶質物質		勝本層 Kss

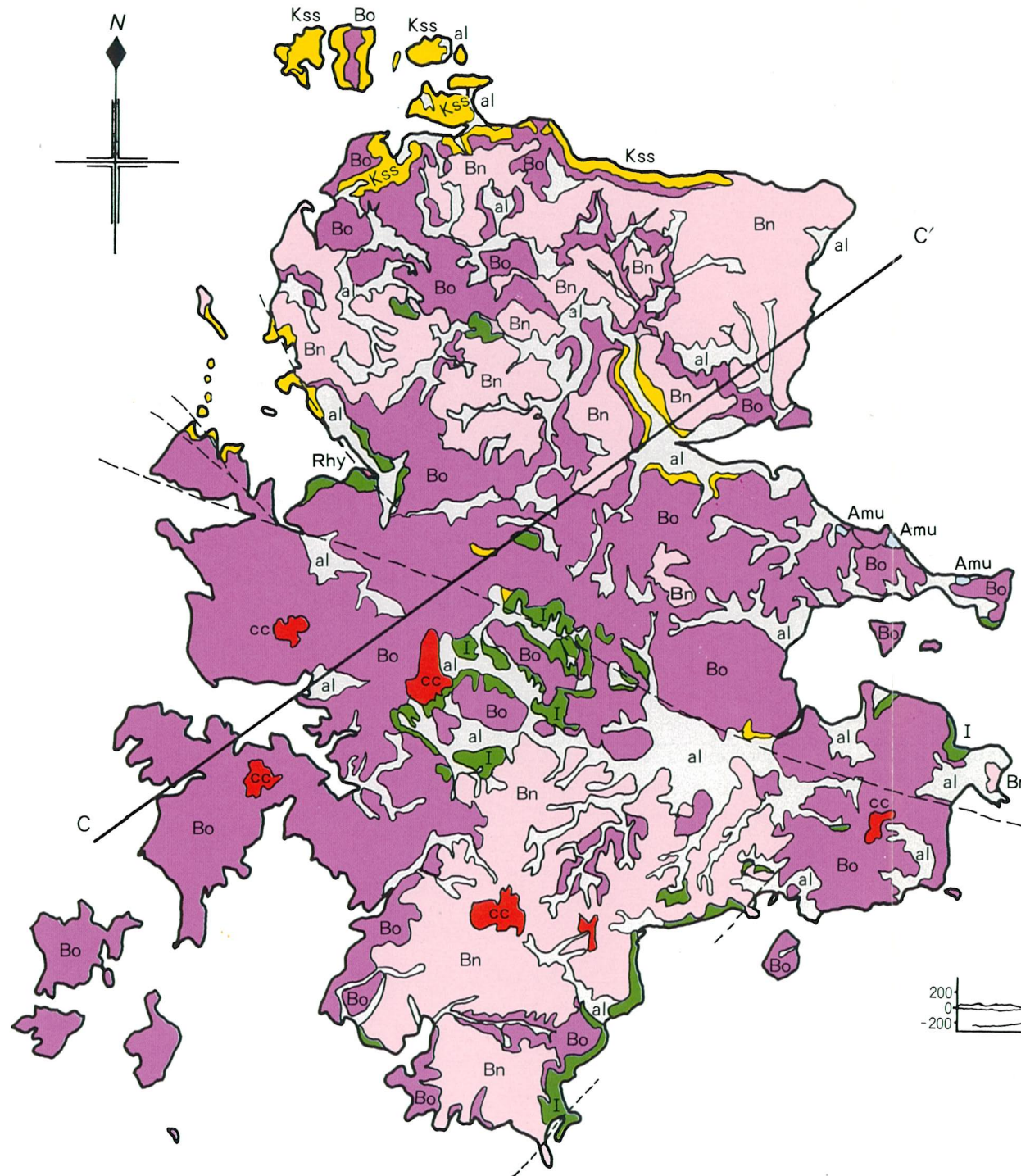
表-6 吸水膨張試験結果一覧表

	1	2	3	4	5	6
膨張率 %	0.31	0.06	—	—	0.02	—
岩層名	湯野本累層	物部累層	久喜累層		若松累層	
	凝灰岩シルト岩	凝灰岩シルト岩	軽石質凝灰岩	火山礫凝灰岩	凝灰角礫岩	粗粒凝灰岩～ 火山礫凝灰岩

(注) №1, 2, 3, 4, 6はX線分析の番号と一致する。



# 壱岐島地質図



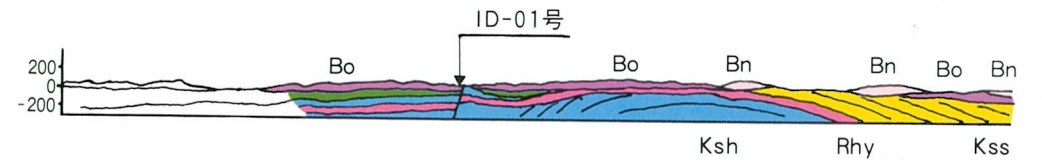
## 地質凡例

地質時代	地層, 岩層	記号	記事		
第四紀 更新世・鮮新世 中新世 漸新世	沖積世	al			
	郷ノ浦 芦辺層群	噴出石丘	cc	凝灰質砂岩、火山礫凝灰岩	
		新期玄武岩類 (B8-Bq)	Bn	B8、Bqの玄武岩類を新期玄武岩類として一括。	
		古期玄武岩類 (B1-B7)	Bo	B1～B7の玄武岩類を古期玄武岩類として一括。	
		堆積岩類	Amu	棚江原泥・亜炭層 馬ノ瀬礫層 湯野本累層 玄武岩中に挟在	
	中 新 世	壱岐層群	軽石質凝灰岩 流紋質凝灰角礫岩 角閃石石英安山岩 凝灰角礫岩 凝灰質砂岩、シルト岩 礫岩、玄武岩、安山岩 粗面安山岩 シルト岩、泥岩 含珪藻土層等	I	試錐調査の結果、層序の確立が急務と判断され、壱岐層群として一括して示す。
			貫入岩	Rhy	湯野本温泉街その他に分布
			勝本層群	Kss	砂岩優勢層 泥岩優勢層 砂岩、泥岩互層
	古第三紀	漸新世	Ksh		
			Kal		

湯本～筒城断層

-----断層

## C-C' 地質断面図



0 1 2 3 4 (km)

引用文献

- 1) 青木 謙一郎 (1958), 宍道島および東松浦半島地域のアルカリ岩の分化, 火山【2】, vol.3, p.1-16
- 2) 青木 謙一郎・松本 暢郎 (1959), 長崎県宍道島産ケルースト角閃石, 岩鉱, vol.43, p.248-253
- 3) 樽木 昇一 (1952), 宍道島の化石. 地学研究, vol.6, p.34-41
- 4) 江崎 佛三 (1935), 宍道島産化石昆虫の1種. 科学, vol.5, p.45
- 5) Fujiyama, I (1970), Fossilinsects from the Chojabaru Diatomite, Iki Islands, Japan. Mem. Nat. Sci. Mus. Tokyo, No.3, p.65-74
- 6) 後藤 正恒 (1861), 宍道名勝図誌 (文久元年)
- 7) 宍道団研宍道事務所編 (1979), 宍道島地質調査「宍道団研の記録」その3. 島の科学 16号, p.57-94
- 8) 宍道団研 (1978), 郷ノ浦町坪触ボーリングコア柱状図. 島の科学 15号, p.22-29
- 9) 宍道団体研究会 (1973), 宍道島の地質—とくに中新統宍道層群について—. 地質学論集第9号, p.69-81
- 10) 宍道島地質研究グループ (1973), 宍道島の地質と化石—第三系層序, 象化石, 魚類化石について—. 日本海域研究所報告, 第5号, p.89-114
- 11) 井上 英二 (1981), 対馬海峡をめぐる白亜系・第三系の地質学の問題—その1—陸上部の地質比較. 地質ニュース, p.23-36
- 12) 石田 志朗・藤山 家徳・林 徳衛・野口 寧世・友田 淑郎 (1970), 宍道長者原珪藻土層とその化石. 国立科学博専報, No.3, p.49-63
- 13) 石井 泰義・鎌田 泰彦 (1965), 宍道及び対島の地形と地質. 日本自然保護協報告, No.19, p.29-54
- 14) 藤見 博・松井 和典・片田 正人・河田 清雄・長浜 春夫・服部 仁・鎌田 泰彦 (1971), 対馬五島海域の地質. 5学会連台学術大会シンポジウム資料, p.27-37
- 15) Jordan, D.S. (1919), Description of a new fossil fish from Japan. Proc. Calif. Acad. Sci, Ser.4 vol.9, p.271-272, pl.20
- 16) 川原 和博ほか (1977), 長崎県宍道島, 芦辺層群の火山層序. 第

- 84 回地質学会講演要旨, p.196
- 17) 木戸 道男・宍道団研 (1973), 長崎県宍道島の地質, とくに中新統宍道層群について, 第80回地質学会講演要旨, p.64
- 18) 金滝 大八郎 (1935), 宍道産の昆虫化石, 地理学研究, vol.12, p.34-35
- 19) 九州農政局 (1972), 農用地地下水調査, 地下水対策予備調査報告書「宍道」.
- 20) 九州農政局計画部 (1982), 国営土地改良宍道地区, 地質地下水関係調査報告書 (中間).
- 21) 木下 亀城・幸田 邦彦 (1954), 宍道鰐伏鉱山における母岩の粘土化作用. 鉱山地質, vol.4, p.79-93
- 22) 松井 和典 (1958), 5万分の1地質図幅「勝本・郷ノ浦・芦辺」, および説明書. 地質調査所, p.1-31, pl.1-5
- 23) 松本 征夫 (1954), 宍道島玄武岩中の高温型斜長石. 九州大学生産科学究報, No.25, p.33-38
- 24) 松本 征夫・松井 和典 (1971), 九州西方の新生代火成活動. 5学会連台学術大会シンポジウム資料, p.11-19
- 25) 宮下 三千年 (1962), 北西部九州の玄武岩類, 宍道島, 日本地方地質誌, 九坪地方, p.66-68
- 26) 村川 寿朗 (1979), 谷江ダムの建設に伴う地質について. 島の科学 16号, p.37-56
- 27) 長浜 春夫 (1967), 宍道島勝本層の古流系 (演旨). 地質学雑誌, vol.73, p.124
- 28) 西村 進・笹島 貞雄 (1972), フィッシュントラック法による日本新第三系の年代測定. 日本地質学会講演要旨集, p.36-37
- 29) 野田 光雄 (1962), 宍道の第三紀層. 日本地方地質誌, 九州地方, p.59-60
- 30) 大塚 洋之助 (1910), 20万分の1地質図幅「宍道」, および同説明書. 地質調査所, p.1-64
- 31) 島津 光夫 (1982), 日本海の島々の地質とその日本海および周辺地域との地質学的関係. 日本海の地質, 東海大学出版会, p.193-209
- 32) 砂川 一郎・林 徳衛・松井 和典 (1955), 宍道島産紫蘇輝石. 鉱物雑, vol.2, p.282-286
- 33) 竹下 寿 (1980), 宍道島巡検録. 島の科学 17号, p.40-78

—— 会員募集 ——

本会は国際ハイウェイ構想の一環である日韓トンネル計画の研究を内外各分野の専門家の協力を得て、情報・資料の収集、講演会、シンポジウムの開催、更には国際交流や刊行書〔日韓トンネル時報 (年4回)、日韓トンネル研究 (年2回)] の出版を通して行って居ります。

本会を具体的に推進するために幅広く、会員の募集を致しております。

申込みおよびお問い合わせは、右記研究会事務局へお願いいたします。

会 費 正 会 員 年 額 5,000円  
 賛助会員 年 額 個人 一口10,000円  
 〃 法人 一口50,000円  
 一口以上

国際ハイウェイプロジェクト  
 日韓トンネル研究会

〒150 東京都渋谷区道玄坂 2-10-12  
 新大宗ビル 3号館 930号室  
 TEL 03(496)9211